



LUND UNIVERSITY

Geofysik i släntstabilitetsutredningar

Dahlin, Torleif; Larsson, Rolf; Leroux, Virginie; Svensson, Mats; Wisén, Roger

2001

[Link to publication](#)

Citation for published version (APA):

Dahlin, T., Larsson, R., Leroux, V., Svensson, M., & Wisén, R. (2001). *Geofysik i släntstabilitetsutredningar*. Statens Geotekniska Institut (Swedish Geotechnical Institute), Linköping.
<http://www.swedgeo.se/upload/publikationer/Rapporter/pdf/SGI-R62.pdf>

Total number of authors:

5

General rights

Unless other specific re-use rights are stated the following general rights apply:

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

Read more about Creative commons licenses: <https://creativecommons.org/licenses/>

Take down policy

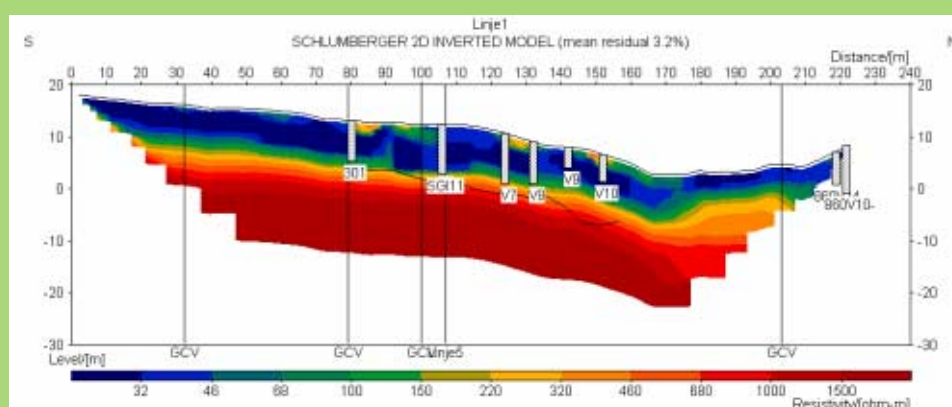
If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

LUND UNIVERSITY

PO Box 117
221 00 Lund
+46 46-222 00 00



STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE



Geofysik i släntstabilitetsutredningar

TORLEIF DAHLIN
ROLF LARSSON
VIRGINIE LEROUX
MATS SVENSSON
ROGER WISÉN

Rapport/Report	Statens geotekniska institut (SGI) 581 93 Linköping
Beställning	SGI Litteraturtjänsten Tel: 013-20 18 04 Fax: 013-20 19 09 E-post: info@swedgeo.se Internet: www.swedgeo.se
ISSN	0348-0755
ISRN	SGI-R--01/62--SE
Projektnummer SGI	10887
Dnr SGI	1-103-0180



STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE

Rapport No 62

Geofysik i släntstabilitetsutredningar

Torleif Dahlin
Rolf Larsson
Virginie Leroux
Mats Svensson
Roger Wisén



Ett samarbetsprojekt mellan Räddningsverket, Lunds tekniska högskola och Statens geotekniska institut för att belysa hur underlaget vid utredningar av släntstabilitet kan förbättras genom att inkludera geofysiska metoder i undersökningarna.

Förord

Denna rapport behandlar resultaten av ett projekt vars avsikt varit att belysa hur geofysiska metoder kan användas för att förbättra det tekniska underlaget i samband med utredningar av släntstabilitet.

Rapporten vänder sig till dem som beställer, utför och utvärderar släntstabilitetsutredningar.

I projektet har olika geofysiska undersökningsmetoder använts i två slänter med mycket olika topografier och jordförhållanden med avsikt att illustrera vad som kan mätas med olika metoder beroende på förhållandena och vilken nytta man kan ha av resultaten. För- och nackdelar med de olika metoderna har beskrivits och utvärderats och rekommendationer ges för vilka metoder som bör användas för olika förhållanden. En ungefärlig kostnadsuppskattning för olika mätningar bifogas, så att en uppskattning av kostnad i förhållande till nytta kan göras.

Projektet har utförts i samarbete mellan Institutionen för geoteknologi vid Lunds tekniska högskola och Statens geotekniska institut. Det har bekostats med anslag från Räddningsverket och interna forskningsmedel från de medverkande institutionerna.

Projektet har genomförts av en projektgrupp bestående av:

Torleif Dahlin, Virginie Leroux, Mats Svensson och Roger Wisén från Lunds Tekniska Högskola och Rolf Larsson från Statens geotekniska institut.

I projektet har också Christina Berglund SGI samt examensarbetare från LTH medverkat. Undersökningarna med refraktionsseismik har utförts av Impakt Geofysik.

Ett varmt tack riktas till Munkedals- och Trosa kommuner samt övriga markägare för vänligt tillmötesgående och till övriga kollegor som bidragit till projektets genomförande och framtagningen av denna rapport.

Linköping och Lund i december 2001

Innehåll

Förord	4
Inledning	7
Geofysiska metoder inom geotekniken	7
Bakgrund till projektet	9
Allmänt	9
Nyligen konstaterade begränsningar i traditionella undersökningar	9
Försöksplatser	11
Munkedal	11
Försöksplatsen	11
Tidigare geotekniska undersökningar och åtgärder	11
Nya geotekniska undersökningar	14
Geologi	17
Lerans egenskaper	18
Brister i den geotekniska modelleringen	18
Vagnhärad	19
Försöksplatsen	19
Geotekniska undersökningar och åtgärder	19
Ursprunglig topografi och jordlagerförhållanden	20
Geologi	22
Lerans egenskaper	23
Brister i den geotekniska modelleringen	24
Använda geofysiska metoder	25
Allmänt om seismiska vågor	25
P-vågor	25
S-vågor	25
Ytvågor	26
Refraktionsseismik	27
Ytvågsseismik	28
Resistivitet och inducerad polarisation (IP)	29
Allmänt	29
Fältnätningar	30
Inducerad polarisation (IP)	32
Databearbetning och presentation	32
Utförda undersökningar	34
Munkedal	34
Allmänt	34
Refraktionsseismik	34
Resistivitet och inducerad polarisation (IP)	35

Vagnhärad	35
Allmänt	35
Refraktionsseismik	36
Ytvågsseismik	36
Resistivitet och inducerad polarisation (IP)	36
Undersökningsresultat och kommentarer	37
Munkedal	37
Refraktionsseismik	37
Resistivitet	37
Vagnhärad	42
Refraktionsseismik	42
Ytvågsseismik	45
Resistivitet och inducerad polarisation (IP)	52
Integrerad tolkning	52
De geofysiska undersökningsmetodernas användbarhet	
vid släntstabilitetsutredningar	59
Sammanfattning av och kommentarer till resultaten	59
Kostnader för geofysiska undersökningar	60
Fördelar och begränsningar för olika geofysiska undersökningar	61
Fördelar och begränsningar för resistivitetsmetoden	62
Fördelar och begränsningar för IP-metoden	62
Fördelar och begränsningar för refraktionsseismik	62
Fördelar och begränsningar för ytvågsseismik (MASW)	63
Rekommendationer för implementering av geofysiska undersökningar	
vid släntstabilitetsutredningar	64
Referenser	66

Inledning

Geofysiska metoder inom geotekniken

Geofysiska metoder har funnits under lång tid men användes länge i första hand av geologer vid malmletning, oljeprospektering och liknande syften. För geotekniska ändamål var geofysiken länge en "black box" som bara utövades av specialister och vars användning, liksom tilltron till resultaten, var mycket begränsad utom vid undersökningar i berg. Geofysiska metoder betraktades också länge som något geologer använde, medan geotekniker höll sig till de traditionella geotekniska undersökningsmetoderna. Under de senaste 10-15 åren har dock utvecklingen av geofysiska metoder för geotekniska ändamål tagit fart både i Sverige och utomlands. Att de geotekniska undersökningarna skulle kunna förbättras genom kompletterande geofysiska undersökningar har blivit alltmer uppenbart och accepterat. Detta märks inte minst i den senare geotekniska litteraturen. Ett antal problemställningar med t.ex. vibrationer i samband med trafik och anläggningsverksamhet fordrar också att såväl geofysiska som geotekniska metoder används vid utredningarna.

Som en följd av detta har ett antal utvecklingsprojekt och informationsinsatser om geofysiska metoder för geotekniska tillämpningar startats. Exempel på sådana informationsinsatser är Karl-Axel Triumfs skrift "Geofysik för geotekniker", som är ett projekt från Byggeforskningen, och SGI:s Informationskrift "Geodynamik i praktiken" som framtagits på uppdrag av Banverket. Av utvecklingsprojekten kan nämnas de omfattande undersökningar som utförts av Banverket i samband med problem med höghastighetståg på lös undergrund. Ett annat utvecklingsprojekt beträffande geofysiska metoders tillämpbarhet inom vägbyggnadsområdet har genomförts i samarbete mellan SGI och Vägverkets konsultationsavdelning. I slutrapporten från det senare rekommenderas att de geofysiska metoderna bör utprovas i stor omfattning. Det projekt som här rapporteras kan ses som ett motsvarande utvecklings/informationspro-

jekt för geofysiska metoders användning inom släntstabilitetsproblematiken, vilket bland annat faller inom Räddningsverkets verksamhetsområde.

I Sverige har vissa metoder, som t.ex. georadar kommit till relativt stor användning för speciella geotekniska ändamål, men en bredare användning av geofysiska metoder har ännu inte kommit igång. Den praktiska användningen synes dock vara större utomlands. Så används geofysiska metoder idag i betydligt större utsträckning i t.ex. Danmark och Finland än i Sverige. Detta är något förvånande eftersom kompetensen finns och forskning pågår inom landet och svenska elektronikföretag är i främsta ledet beträffande utrustning. Numera finns också datorprogram som möjliggör en utvärdering av försöksresultaten också för icke-specialister, även om grundläggande kunskaper i geofysik fortfarande erfordras. Många av de forskningsplaner som finns, t.ex. på Vägverket och SGI, anger också utveckling av geofysiska fält- och laboratoriemetoder och metodbeskrivningar till dessa, samt utforskning av olika tillämpningsområden för metoderna, som prioriterade områden

Resultaten av seismiska undersökningar utgörs av en uppskattning av tryck- och/eller skjuvvågshastigheternas respektive den elektriska ledningsförmågans fördelning i jordmassan. Beroende på metod och aktuella förhållanden utvärderas lagergränser, grundvattenytans läge, inbäddade objekt i jordmassan som t.ex. block, bergytans läge, bergets kvalitet och eventuella sprickighet m.m. Främst skjuvvågshastigheten kan också användas för att uppskatta odränerad skjuvhållfasthet respektive lagringstäthet i jordprofilen. Motsvarande kan resistiviteten användas för uppskattning av kornfördelning, vattenmättnadsgrader och salthaltssvariationer. En förutsättning för att resultaten skall vara användbara är dock att utvärderingen av respektive gräns eller egenskap är tillräckligt noggrann, inte bara relativt utan också kvantitativt. Detta medför att geofysiska metoder för geotekniska ändamål främst bör utföras som komplement

till vanliga geotekniska undersökningar. Olika geofysiska metoder kan också samköras för att tillsammans med de geotekniska undersökningarna ge ett optimalt resultat.

En del av de geofysiska metoderna kan förväntas ha en god potential för rationell mätning av de lagerföljder och den bottentopografi som efterfrågas vid släntstabilitetsutredningar, men detta har inte i detalj utprovats för svenska förhållanden.

Bakgrund till projektet

Allmänt

Vid stabilitetsutredningar är en god modell av släntens geometriska förhållanden av största vikt. Detta gäller inte bara markytans topografi utan också tjocklek och utbredning av olika jordlager, djupet till fast botten och förekomst av olika vattenförande jordlager. Jordlagrens geometri bestäms traditionellt genom sonderingar och provtagningar i ett antal punkter och modellen skapas sedan genom interpolering mellan dessa punkter. Av kostnadsskäl, och ibland också på grund av begränsad tillgänglighet, måste dessa undersökningar som regel göras ganska glesa.

Ett annat problem vid djupare jordprofiler är att de undersökningsmetoder som är avpassade för att undersöka egenskaperna i de övre lösare jordlagren har en begränsad nedträngningsförmåga i fastare jord och på större djup. En bestämning av fasta bottenens läge kräver därför ofta att kompletterande undersökningar utförs för detta ändamål, vilket kraftigt fördyrar undersökningarna och endast kan göras i ett fåtal punkter. Bestämningen av den undre gränsen för de lösa jordlagren och bergytans topografi blir därmed ytterligare osäker.

Ett ytterligare problem är att jordlagrens maktighet och relativa fasthet helst skall vara känd innan sonderingar, provtagning och provningar i fält startas, så att undersökningarna kan läggas upp med hänsyn till detta och att rätt utrustning kan väljas. Mycket lösa jordar kräver speciellt känslig provningsutrustning med hög upplösning och fastare jordar kräver robustare utrustningar. Speciella lagerföljder kräver olika undersökningstekniker med förborrningar, skyddsror, eventuellt dubblrade sonderingar med olika utrustning etc. Mycket djupa jordprofiler kräver dessutom extra utrustning, extra kraftiga neddrivningsutrustningar, eventuella åtgärder för reduktion av neddrivningskraft, speciell signalöverföring m.m. Om inte detta kan förutses fördyras undersökningarna och/eller sjunker utredningens kvalitet.

Idag finns olika geofysiska metoder för yttäckande undersökningar av förekomst av olika jordlager samt deras utbredning. En del undersökningar ger också en uppskattning av jordens fasthet. Undersökningarna kan läggas upp så att utbredningarna av de olika jordlagren erhålls såväl i plan som i profil. Resultaten från dessa undersökningar ger dock endast en relativ modell över förekomst av olika jordlager och hur de fördelas i jorden. De måste således kombineras med resultaten från olika sonderingar och provtagningar för att sammanställningen och egenskaperna i de olika lagren och de exakta djupen och mäktigheterna skall kunna bestämmas. Resultaten är dock redan i ett inledande skede till mycket god hjälp vid uppläggning av de traditionella undersökningarna och val av undersökningsmetoder. I vissa fall kan de också reducera omfattningen av de traditionella undersökningarna.

I utredningens senare skede underlättar resultaten från samma geofysiska undersökningar sammanbindningen av profiler och egenskaper från olika borrhäls och gör den slutliga jordmodellen avsevärt säkrare.

Nyligen konstaterade begränsningar i traditionella undersökningar

Det nu genomförda projektet aktualiserades bland annat av de tillkortakommanden för den traditionella geotekniska undersökningstekniken som konstaterats i två stora släntstabilitetsprojekt där SGI varit involverat. Det första projektet var utredningarna i samband med skredet i Vagnhärad 1997. Detta inträffade i en slänt med lera mot Trosaån, där ett skred redan tidigare inträffat. Den sträcka utefter ån som varit av primärt intresse i samband med dessa utredningar är cirka 400 meter lång och för att kunna fastställa förekomsten av lösa jordlager och djupet till fast botten har borrhäls utförts i totalt mer än 240 punkter. De flesta sonderingarna har utförts som vikt-, tryck- eller sticksonderingar som avslutats vid stopp för

respektive metod. Fast botten har därefter uppskattats genom interpolation mellan de olika stoppunkterna eller de nivåer där man av resultaten kunnat utläsa att man kommit ner i grövre jordlager. Ett fåtal kompletterande hejarsonderingar för bestämning av den underliggande friktionsjordens tjocklek utfördes senare i samband med den teknisk/vetenskapliga utredningen efter skredet. Trots alla dessa sonderingar råder en betydande osäkerhet om berggrundens och det ovanliggande friktionsjordslagrets exakta topografi.

Det andra projektet behandlar långtidseffekter av avschaktningar vid slänkrön för att höja stabiliteten. I detta projekt ingår två sektioner i en lerslän i Munkedal som undersöktes och avschaktades för cirka 15 år sedan. I dessa undersökningar användes traditionella metoder och utrustningar för undersökningar i lös lera, dvs vingförsök och trycksondering, och fast botten antogs sammanfalla med stopp för trycksonderingarna. Mäktigheten av de lös jordlagren uppskattades på detta vis till cirka 30 m. Nya undersökningar har nu utförts och i dessa användes bland annat CPT-sondering och tung borrhandsvagn. I den första sektionen visade sig sonderingarna då fortsätta under den tidigare stoppnivån. De konstaterade lerdjupen i denna sektion ökade med upp till cirka 20 m och vissa tidigare förmodade bergklackar visade sig inte existera. I den andra sektionen påträffades ingen fast botten i någon punkt trots att sonderingarna drevs till mer än 60 m djup, vilket punktvis var mer än dubbelt så djupt som tidigare. Sonderingarna fick här avbrytas på grund av att dels uppnåddes maximal neddrivningskraft, dels blev de via stängerna överförda signalerna från sonden för svaga. Dessutom tog hela det medförda förrådet av borrhängar slut. Sondering till större djup skulle således ha krävt förberedelser i form av anordningar för friktionsreducering längs borrhängarna, signalförstärkning i sonden och ett osedvanligt stort borrhäng. Trots dessa mycket djupa sonderingar räckte de traditionella undersökningarna således inte till för att klarlägga djupet till fast botten.

Även andra sonderingsmetoder med större nedträngningsförmåga, som hejarsondering skulle ha krävt ett osedvanligt stort borrhäng och ur resultaten skulle ingen information ha erhållits om egenskaperna i de djupaste lerlagren.

För båda de ovan nämnda projekten har i efterhand bedömts att en geofysisk undersökning, som givit en kontinuerlig och yttäckande bild av jordlagerförhållandena, kunde ha varit till stor hjälp och rationaliserat undersökningarna. Detta gäller i princip också alla andra undersökningar för samma ändamål. Det finns dock ett antal olika geofysiska metoder med för- och nackdelar och olika begränsningar och vilken metod, eller kombination av metoder, som skulle ge det bästa resultatet var inte helt klart. Utvecklingen av de geofysiska metoderna fortgår också i snabb takt och nya möjligheter uppstår fortlöpande.

Slänterna i Vagnhärad och Munkedal är sinsemellan mycket olika. I Vagnhärad består den lös jord av brackvattenavsatt lera med en begränsad mäktighet av cirka 10 meter medan leran i Munkedal är saltvattenavsatt och lermäktigheten är mycket stor. De kan därmed ses som relativa ytterlighetsfall för de variationer i sammansättningar och mäktigheter som kan förekomma och lämpar sig väl för att illustrera vad som idag kan mätas med olika metoder och deras begränsningar. Tre olika geofysiska metoder, som är i olika utvecklingsstadier från väl beprövad teknik till forskningsstadiet, har utvalts för att åstadkomma den önskade kartläggningen av de lös jordlagren i slänterna. Urvalet har gjorts av institutionen för geoteknologi vid Lunds tekniska högskola, som också genomfört eller styrt mätningarna.

Försöksplatser

Munkedal

Försöksplatsen

Försöksområdet med en slänt vars krön avschaktats för att höjs stabiliteten utgör den södra änden av Munkedals samhälle. Det är beläget vid Örekilsälvens västra strand och begränsas av Kviströmsbron i norr och Åtorps herrgård i söder, *Figur 1*.

Området ligger i Örekilsälvens dalgång, cirka 2 km norr om älvens utlopp i Saltkälleffjorden i norra Bohuslän. Området utgjorde ursprungligen en sedimentplatå mellan de omgivande bergen, vilka reser sig brant upp till cirka 70 m över havet på ömse sidor om platån. Platån ligger på en nivå av cirka 20 m över medelvattenståndet i havet. Genom platån har Örekilsälven eroderat sig ned i ett slingrande lopp och skapat branta slänter ned mot älvfåran. Detta har medfört att ett antal skred inträffat i dessa slänter. De flesta av skreden har utgjorts av relativt grunda skällor som sträckt sig några meter in från krönkanten. Topografen i området antyder dock att också skred som gript djupare in i slänten förekommit, samt att ett större kvicklereskred inträffat i områdets nordligaste del.

Strax söder om Kviströmsbron böjer älven av från att gå i sydostlig riktning till att flyta mot ost-nordost. Nivåkurvorna för marken sydväst härom vittnar om ett kvicklereskred som mynnat ut i älven i denna krök. Ytterligare ett hundratal meter längre nedströms gör älven en skarp 120-graders krök för att nu rinna i syd-sydvästlig riktning. Den fortsätter sedan cirka 700 meter i en svag krök mot sydlig riktning förbi Åtorps herrgård varefter den viker av i sydvästlig riktning. Området är därmed en geografiskt avskärmad, svagt utskjutande halvö i Örekilsälven. Vattenföringen och vattenståndet i ån varierar kraftigt säsongvis.

I bakkanten av platån, 200 – 300 meter från ursprunglig krönkant, löper Bohusbanans järnvägs-

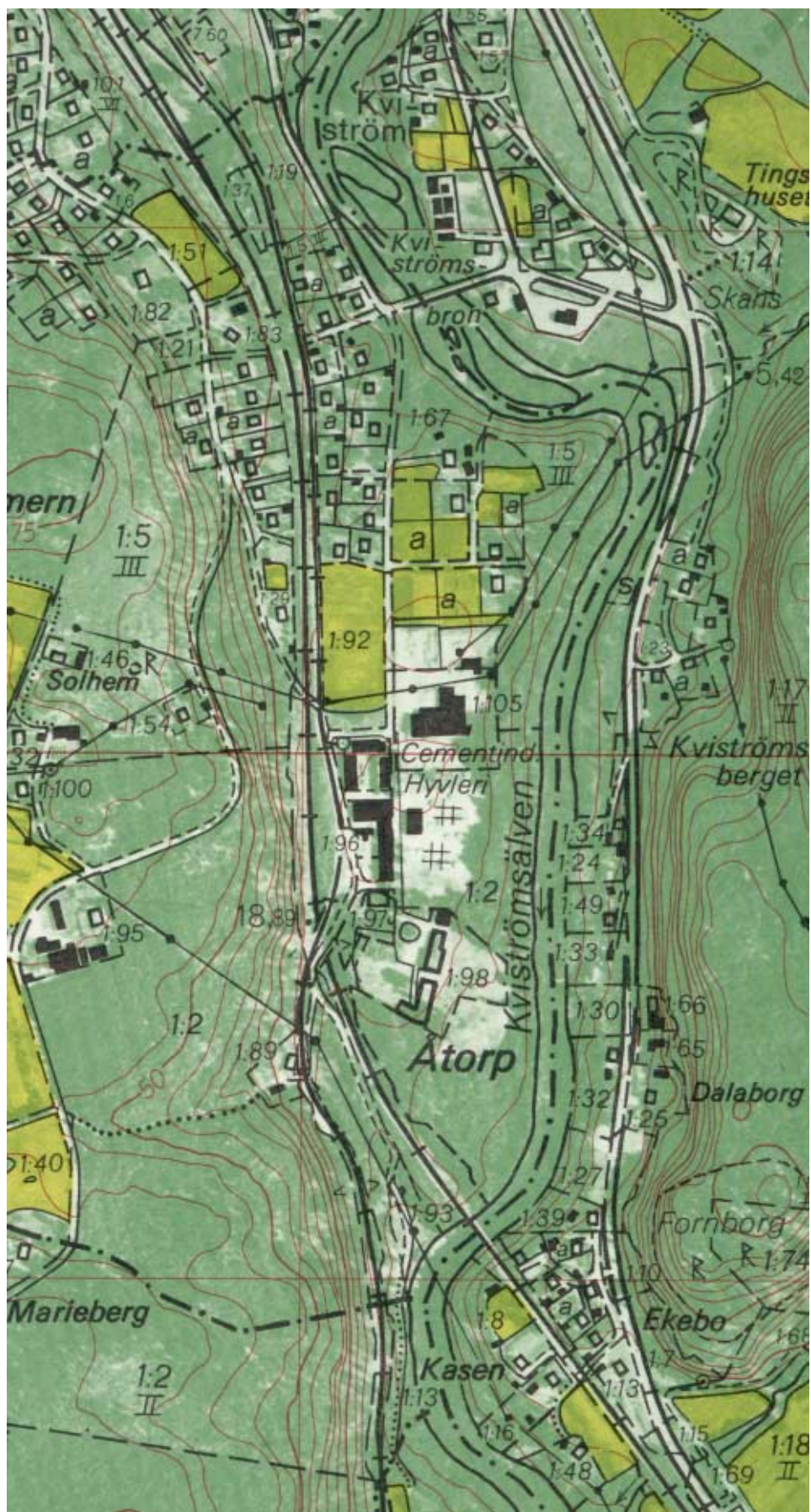
bank och på andra sidan om älven går Europaväg 6 mellan Göteborg och Oslo. På platån finns bebyggelse i form av Åtorps herrgård med hotell och konferensanläggning, en snickeriindustri och ett antal bostadshus. Tidigare fanns här också en cementindustri och ett större antal bostadshus, men verksamheten har nedlagts efter förstärkningsarbetena och bostadsbyggnaderna revs i samband med avschaktningarna 1985.

Tidigare geotekniska undersökningar och åtgärder

Stabiliteten i området har utretts i begränsad omfattning i samband med olika tillbyggnader av främst industrier och Åtorps herrgård. Det har då påpekats att stabiliteten för slänterna var låg och redan på 1950-talet påpekade Caldenius i en utredning att ingen bebyggelse borde placeras närmare krönkanten än hundra meter av säkerhetsskäl. I denna utredning påpekades också att hela älvsträckan borde försees med erosionsskydd för att stoppa den pågående erosionsprocessen. Senare utredningar citerade och upprepade dessa påpekanden, men ingenting hände förrän 1980 då ett skred inträffade i slänten direkt nedanför Åtorps herrgård. Detta föranledde en utredning med direkt avseende på stabiliteten som genomfördes av Bohusgeo AB. Denna visade att stabiliteten var klart otillfredsställande. Samtidigt kunde man konstatera att den undersökta sektionen inte var den som hade den mest ogynnsamma geometrin, utan att det var sannolikt att stabiliteten var ännu sämre för andra delar längs älven.

Detta föranledde ytterligare utredningar som genomfördes i samarbete mellan SGI och Bohusgeo. Dessa kom med tiden att omfatta hela det aktuella området.

De undersökningar som gjordes för att bedöma stabiliteten utfördes främst i 4 sektioner med beteckningarna 22 – 23, A, B och C. De utfördes i huvudsak med trycksondering och vingförsök och prover togs med skruvprovtagare i de övre sand-



*Figur 1.
Karta över försöks-
området. På denna
karta betecknas
Örekilsälven som
Kviströmsälven.*

och siltlagren och med standardkolvprovtagare i leran. Några sonderingar utfördes dessutom med viktsond med maskinell vridning. Trycksonderingar och vingförsök utfördes med lätt utrustning typ Geotech. Denna typ av trycksondering kan utföras med en maximal neddrivningskraft av 10 kN. När denna kraft uppnåddes avslutades sonderingarna och stoppnivån markerades som ”sten, block eller berg”. Detta utan att någon rotation av sonden utfördes för att kontrollera om den kunde drivas vidare. De få viktsonderingar som utfördes nådde dock genomgående djupare nivåer än trycksonderingarna.

Skjuvhållfasthetsbestämningarna med vingförsök gav generellt en relativt låg hållfasthetsökning mot djupet

Porvattentrycken mättes i en punkt bakom släntkrönet med en porttrycksmätare i överdelen av lerlagret under den överlagrande sanden och silten och i ett öppet rör ner till antagen fast botten. Resultaten visade att det rådde en nedåtriktad porttrycksgradient med en övre grundvattenyta någonstans i sand och siltlagren och en avsevärt lägre tryckhöjd i de undre jordlagren.

Upptagna jordprov undersöktes i laboratorium. Resultaten visade på en skiktad sammansättning av de övre jordlagren med grus, sand och silt och ett organiskt innehåll övergående till lerig silt och siltig lera. Den underliggande leran är först mellanplastisk och övergår mot djupet till sulfidfläckig högplastisk lera. Nära krönkanten är leran genomgående mellansensitiv, vilket är normalt för leror i Västsverige. Längre in från krönkanten är leran högsensitiv på många nivåer. Att leran längre in mot dalsidan är högsensitiv och i vissa fall kvick hade konstaterats i tidigare undersökningar för andra syften. Resultaten från ödometerförsöken visade att leran är normalkonsoliderad eller svagt överkonsoliderad för den rådande spänningssituationen i naturlig jord bakom krönkanten.

De beräkningsmässigt farligaste glidyterna sträckte sig 10 å 20 m bakom krönkant och gick djupare än älvens botten. I vissa fall begränsades de av antaget läge för fasta botten. Glidyterna slog sedan upp vid släntfoten under vattnet i älven. Säkerhetsfaktorn var mycket nära 1,0 och stabiliteten bedömdes därmed som klart otillfredsställande.

Dessa undersökningar resulterade i ett räddningstjänststärkande med främst avschaktningar vid släntkrönet för att tillförsäkra erforderlig stabilitet i området. I samband med förstärkningsåtgärderna löstes ett antal fastigheter in och befintliga hus på dessa revs. Avschaktningarnas storlek begränsades i viss mån av den befintliga cementindustrin som då fortfarande var i drift. Denna har sedan nedlagts och även dessa byggnader har rivits.

De omfattande avschaktningarna i området i syfte att tillförsäkra en tillfredsställande stabilitet utfördes under 1985. Samtidigt försågs hela den aktuella sträckan med ett erosionsskydd av sprängsten. Avschaktningarna utfördes över en cirka 600 m lång sträcka från den första älvkröken strax söder om Kviströmsbron, runt den utskjutande udden och sedan söderut fram till Åtorps herrgård. Större delen av avschaktningen gjordes till en nivå cirka 5,5 m under ursprunglig markyta. Nivåskillnaden varierar något så att den är lägst i områdets norra del och sedan gradvis ökar mot söder, vilket i stort motsvarar förändringarna i den ursprungliga markytans nivå även om denna, och därmed avschaktningsdjupet, varierade en del lokalt. Avschaktningens bredd varierar med den tidigare topografin och krönkantens kontur. I huvudsak är den mellan 25 och 50 meter. Inom ett mindre höjdparti direkt bakom den nya krönkanten sänktes också den övre markytan någon meter till nivå för omgivande mark.

Inom ett något mer än 100 meter långt parti i den södra delen var avschaktningen större med en bredd av totalt cirka 70 m, slänter inräknade. Den utfördes här i två trappsteg, med ett övre cirka 40 m brett parti med ett avschaktningsdjup av cirka 5,5 m följt av ett nedre cirka 20 m brett parti med en cirka 4 m lägre nivå. Det översta avschaktade partiet avsågs att användas som parkering för Åtorps herrgård och avschaktningen fördjupades därför, varpå ett lager av sprängsten utlades som förstärkningslager. Ytan har senare upplåtits till den lokala tennisklubben som har anlagt två grusplaner.

Direkt framför Åtorps herrgård fanns en brant cirka 10 m hög slänt mot sydost, som sedan planade ut till en flack lutning mot älven. Stabilitetsproblemet var här begränsat till den övre slänten och för att säkra stabiliteten för denna gjordes en uppfyll-

nad över en större yta vid det brantare partiets fot. Vid älvkanten utfördes erosionsskydd. En fyllning av sten eller jord utlades vid släntfoten så att älvkanten jämnades ut och en lutning av 1:2 erhöles från älvbotten till en nivå cirka 3 m över medelvattenståndet. Fyllningens utsida täcktes sedan av en 0,7 m tjock kappa av sprängsten och dess överyta täcktes av en 0,3 m tjock fyllning av lerig jord.

Nya geotekniska undersökningar

De nya undersökningarna har utförts med avsikt att närmare studera avschaktningens resultat med avseende på portrycks- och hållfasthetsförändringar och därmed sammanhängande stabilitetsutveckling samt eventuella andra aspekter, (Åhnberg och Larsson 2002). De förlades därför till de sektioner och punkter i det avschaktade området där förhållandena före avschaktningen var bäst dokumenterade.

De nya undersökningarna utfördes således primärt i sektionerna A och C. Sektion A ligger ungefär mitt på den östra delen av det avschaktade området och Sektion C i den sydöstra delen, där avschaktningen utfördes i två steg. Avståndet mellan sektionerna är cirka 200 m. Undersökningspunkterna i sektionerna förlades i möjligaste mån i närheten av de tidigare undersökningspunkterna. De utökades dessutom så att förhållandena i slänten kunde jämföras med förhållandena i naturlig mark bakom slänten och undersökningar utfördes dessutom ute i älvfåran för att motsvarande jämförelse skulle kunna göras där den största avlastningen skett på grund av den geologiska processen, *Figur 2*. Undersökningarna omfattade sonderingar, vingförsök, dilatometerförsök, portrycksmätning samt ostörd provtagning och laboratieförsök.

Fältförsöken har utförts i två etapper. Den första omgången fältundersökningar och provtagningar utfördes under hösten 1997 och omfattade då främst undersökningar i Sektion A. Den andra omgången undersökningar utfördes under hösten 1999 och omfattade främst undersökningar i Sektion C.

I samtliga undersökningspunkter utfördes CPT-sondering. CPT-sondering har en större penetrationsförmåga än de äldre trycksonderingarna och redan i de inledande undersökningarna i Sektion A visade sig de nya sonderingarna i många punkter

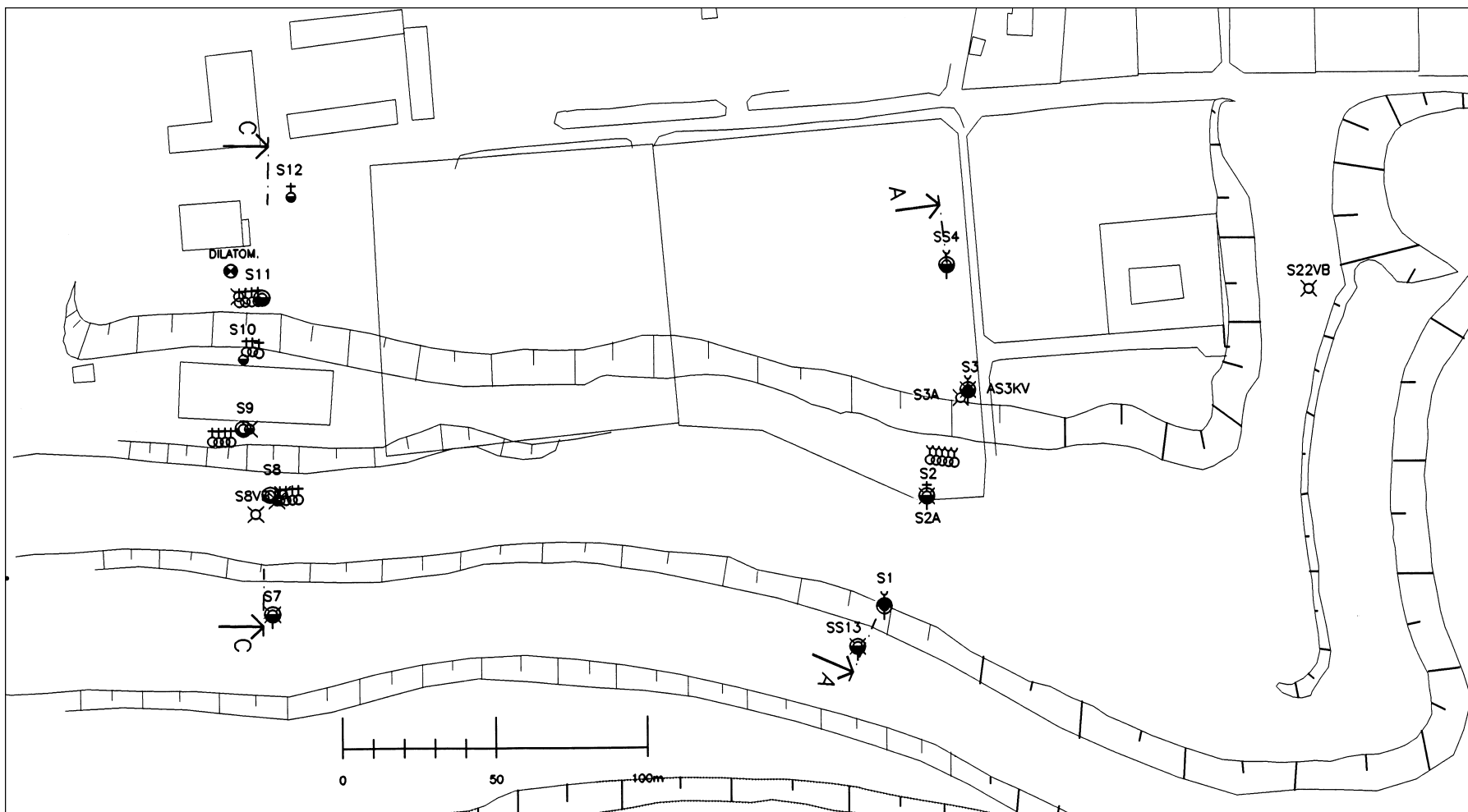
gå betydligt djupare än de tidigare. I punkterna bakom den nya krönkanten, där lerdjupen är minst, sammanföll sonderingsstopp relativt väl med det tidigare antagna läget för fasta botten. Under den avschaktade ytan fortsatte dock sonderingen 13 m djupare än det antagna bottenläget och nere vid älvkanten överskreds det antagna djupet med 18 m. Resultaten visar också att jorden består av lera till dessa djup. Vid sonderingen ute i älven erhöles inget stoppdjup utan sonderingen avbröts på grund av att maximal nedrivningskraft som kunde erhållas med borrhjulen på flotten uppnåts, *Figur 3*.

De utökade sonderingsdjupen var i viss mån alarmerande eftersom de tidigare sonderingsstoppen markerats som stopp mot berg och använts som undre begränsning för möjliga glidytor. I vissa fall hade också de beräknat farligaste glidyterna sträckt sig ned till dessa djup. Hållfasthetsökningen mot djupet visade sig dock också vara större än vad som tidigare antagits, vilket hjälpte upp situationen.

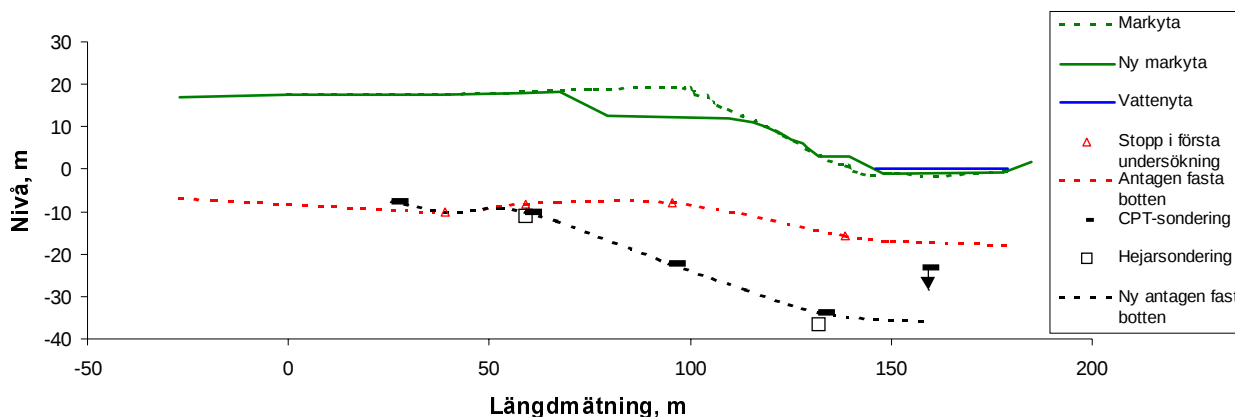
I de punkter i Sektion A där sonderingsstopp erhöles, avslutades sonderingarna med avläsning av portrycksutjämningsförloppet efter stopp. Detta indikerade att man nått ner till relativt vattengenomsläppliga lager.

Eftersom djupen till fast botten, speciellt under slänten, är av stor betydelse kontrollerades stoppnivåerna i de djupaste punkterna med hejarsondering typ HfA. Dessa sonderingar trängde ned ytterligare ett par meter och indikerade ett lager av friktionsjord mellan leran och berget.

I Sektion C utfördes undersökningar i 6 punkter. I samtliga punkter nådde CPT-sonderingarna stora djup utan att maximalt spetstryck uppnåddes. Sonderingarna fick istället avbrytas när maximal nedrivningskraft uppnåddes, vilken begränsades av maskinens och borrhjulen kapacitet eller, vid sonderingen från flotten ute i älven, av tillgängligt mothåll. Någon friktionsreducering användes inte. I en punkt fick sonderingen avbrytas på grund av att de tillgängliga borrhjulen, (60 m), tog slut. De flesta uppnådda sonderingsdjupen utgjorde också den ungefärliga gränsen för det akustiska överföringssystemet för mätvärdena, eftersom ingen förstärkare användes.



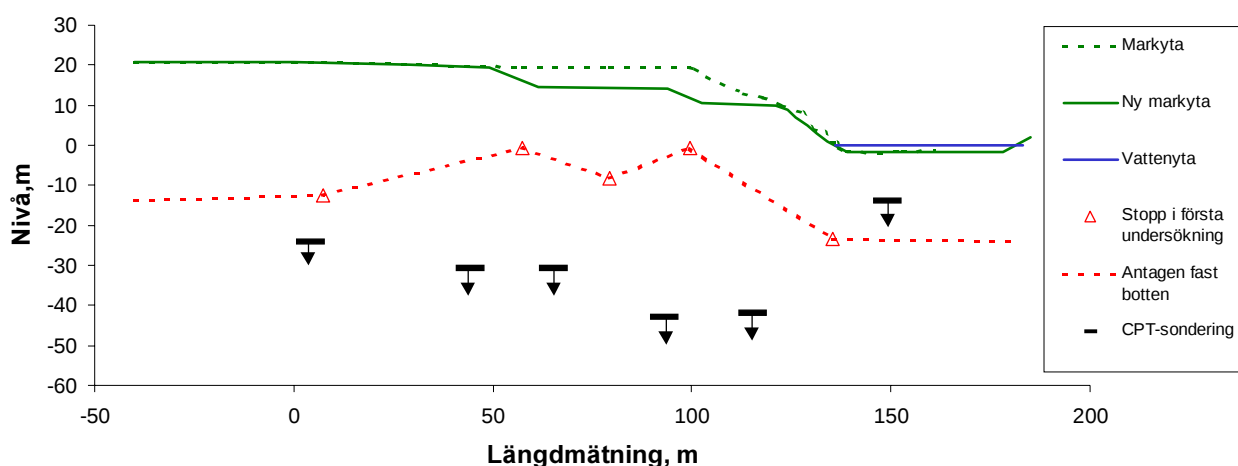
Figur 2. Plan över undersökningsområdet.



Figur 3. Sektion A med sonderingsstopp och antagna lägen för fasta botten i de inledande respektive de senare undersökningarna.

De sonderingsdjup som uppnåddes var avsevärt större än vid tidigare sonderingar i samtliga jämförbara punkter, *Figur 4*. 35 m bakom det övre släntrönet nådde sonderingen 44 m under markytan, vilket är 10 m djupare än tidigare. I området vid släntens övre del nådde de ned till 55 m under tidigare markyta, vilket är cirka 25 m djupare än tidigare och i släntens undre delar nådde sonderingarna cirka 63 m under den tidigare markytan, vilket är 35 m djupare än tidigare. Sonderingen ute i älven nådde inte till mer än 14 m under äl-

botten, vilket berodde på bristande mothåll. Skillnaderna i resultat i sonderingsdjup i sektion C är mycket allvarliga för bedömningen av stabiliteten, eftersom den förmodade fasta botten och dess antagna förhöjda nivå inom ett parti relativt nära älven visade sig inte existera. De tidigare beräknade farligaste glidyterna i Sektion C (och i Sektion B) begränsades av denna ”fasta botten”. Liksom i Sektion A hjälptes dock situationen upp av en större hållfasthetsökning mot djupet än vad som tidigare antagits.



Figur 4. Sektion C med sonderingsstopp och antagna lägen för fasta botten i de inledande undersökningarna och sonderade djup i lera utan att fast botten påträffats i de senare undersökningarna.

CPT-sonderingarna hade kunnat drivas djupare om speciella förberedelser i form av friktionsreducering och signalförstärkning vidtagits och ett större förråd av borrhästar medtagits. Uppläggningsen av sonderingarna baserades dock på de tidigare undersökningarna och ingenting i dessa tydde på att några djup i den storlek som påträffades skulle finnas. I många punkter nådde CPT-sonderingarna mer än dubbelt så djupt som tidigare sonderingar utan att fast botten påträffades. Någon hejarsondering för att undersöka djupet kunde heller inte utföras vid undersökningstillfället på grund av att tillgängliga borrhästar inte skulle räcka.

Geologi

Någon större geologisk utredning för Munkedalsområdet, i likhet med t.ex. de för Göta älvdalen eller Tuveområdet, har inte genomförts. Inte heller omfattas området av de senare geologiska kartbladen med tillhörande geologiska beskrivningar utan det omnämns endast mycket kort i beskrivningen av jordartskartan från 1902, (Lindström 1902). Rent allmänt kan sägas att den geologiska historien i stora drag är densamma som gäller för Göta älvdalen och övriga dalar i Göteborgs- och Bohuslänsområdet.

Berggrunden i försöksområdet består av röd och grå gnejs. Dess överyta är starkt kuperad och berget stupar brant ned vid dalsidorna mot de flackare ytorna av sedimenten.

Området var täckt av inlandsisen och sedimenten i dalen började avsättas i samband med att den retirande isfronten passerade området. Detta skedde för cirka 12400 år sedan. Finkorniga partiklar i smältvattnet började därmed avsättas direkt på berget eller på det moränlager som avlagrats under istäcket. De sonderingar i området som nått ned till fast botten har påträffat ett lager av fast friktionsjord på berget, och porttrycksmätningar i sektionen antyder att det är sammanhängande. Fasta botten lutar här ned mot läget för älvfåran och den maximala ursprungliga sedimentmängden i områdets norra del är cirka 60 m. I dess södra del har ingen av sonderingarna nått fast botten och maximala sedimentmängden kan bara uppskattas till mer än 70 m.

Sedimenten avsattes i havsvatten, vars salthalt och temperatur varierade med djupet och avståndet till

isfronten. Normalt är de undre lagren grövre med inslag av silt och sandskikt men lerhalten ökar sedan till en början successivt upp genom lagerföljden. De undre sedimentlagren innehåller dessutom normalt sulfid i tillräckliga kvantiteter för att lera skall vara markant bandad, randad eller flammig av svart sulfidfärg. Vid avsättningens början låg havsytan mer än hundra meter över dagens nivå, men allteftersom iskanten drog bort och landhöjningen verkade grundades området upp. Postglaciala sediment kom då att överlagras de glaciala. När området grundats upp ännu mer hade Örekilsälven bildats i de högre liggande partierna norrut och de partiklar som denna medförde avsattes vid och strax utanför dess utlopp. De mycket finkorniga sedimenten kom därmed att överlagras av nya sediment som blev allt grövre allteftersom älvmyningen närmade sig det aktuella området. När denna passerade kom troligen ett delta att bildas, liknande det som idag kan studeras vid älvens nuvarande utlopp i fjorden ett par kilometer längre ned. Varierande vattenförlingar och vattenstånd gjorde att olika svämsediment spreds över området vid älvmyningen. Tjockleken och kornstorlekarna hos dessa var i princip störst vid läget för älvfåran och minskade utåt sidorna, men stora variationer uppstod på grund av deltats utseende och dess förändringar under tiden. Inom det aktuella området blir lera på detta vis successivt åter gradvis grövre från en viss nivå och överlagras sedan av silt och sand och i vissa punkter till och med av grus. Dessa lager är som regel skiktade. Inom området har lager av silt och sand med en mäktighet av mer än 10 m påträffats. Den normala bilden är att lagren har en tjocklek av cirka 6 m vid den ursprungliga krönkanten och sedan tunnare ut för att helt ha upphört vid dalsidorna, men stora variationer har funnits mellan de olika sektionerna och provtagningspunkterna i olika utredningar. Sväm- och deltasedimenten innehåller också varierande mängder av organiskt material.

I denna typ av avsättning är det vanligt att skikt och lager av grövre utsvalat material påträffas längs dalsidorna som ett resultat av klimat och vattenståndsförändringar under avsättningsperioden. Detta har inte rapporterats här, vilket dock kan bero på att undersökningarna inte omfattat områden närmast dalsidorna.

Efter att området höjt sig över havet, har älven eroderat sig ned genom sedimenten så att älvbotten nu ligger mer än 20 m under platåns nivå. Under denna process har ett flertal skred inträffat i erosionsslänterna. Det nedrasade materialet har till största delen eroderats och förts bort av älven, varför detta inte påverkat lagerföljderna i någon högre grad. Samtidigt har salthalten i porvattnet successivt reducerats på grund av urlakning. Denna process är mest markant där avståndet till dränerande skikt är litet och processen har därmed gått längst vid dalsidorna, medan salthalten i de mäktigaste lerlagren är mer bevarad. Urlakning kan medföra att jordstrukturen försvagas och förkonsolideringseffekter och hållfastheten minskar, men främst att lerans känslighet för störning ökar och dess omrörda hållfasthet minskar. Kvikklara har således påträffats inom området där lerlagren börjat tunna ut, vilket inom området främst sker på ett visst avstånd från älven. I områdets norra del går dock älven mycket nära dalsidan, och det är också här som tecken finns på att ett större kvicklereskred har inträffat.

Lerans egenskaper

Leran i området har konsoliderat för det maximala överlagringstryck som kan ha antagits ha rått under dess geologiska historia. Det betyder att i området bakom släntrönet är leran normalkonsoliderad eller endast svagt överkonsoliderad för de spänningar som råder idag. Under slänten och under åfåran har jordlagren konsoliderat för en markyta som legat i nivå med omgivande mark och en grundvattensituation som gradvis förändrats allteftersom landhöjningen och erosionen av älvfåran fortgått. Jorden under älvfåran är därmed kraftigt överkonsoliderad i förhållande till dagens spänningssituation och jorden under slänten är överkonsoliderad efter den avlastning som skett i samband med avschaktningarna.

Lerans flytgräns varierar från cirka 30 % vid övergången från svämsedimenten till den siltiga leran till ett maximum av cirka 70 % ett tiotal meter lägre ned. Därunder sjunker flytgränsen gradvis allteftersom leran åter blir grövre till cirka 40 % på större djup. Densiteten varierar omvänt från cirka 1,95 t/m³ till 1,65 t/m³ för att åter öka till cirka 1,95 t/m³ på stort djup. Den naturliga vattenkvoten är i huvudsak lika med eller något lägre än flytgränsen. Undantaget är området bakom släntrönet i sektion A där vattenkvoten inom delar av lerprofilen är högre än flytgränsen. Inom dessa partier är leran kvick, medan den i övriga delar av de undersökta profilerna i huvudsak är normalsensitiv.

I sektion C har ett genomgående grövre vattenförande skikt påträffats på cirka 50 m djup under ursprunglig markyta. Ytterligare en bit längre ned ändrar leran karaktär och en övergång från postglacial till glaciallera indikeras.

Lerans skjuvhållfasthet varierar beroende på förkonsolideringstryck och grad av avlastning. Direkt under svämsedimenten varierar den i huvudsak den mellan 20 och 40 kPa, beroende på tjockleken hos nuvarande eller tidigare överlagrande sand- och siltlager. Den är därmed som lägst långt bakom släntrönet i sektion A där tjockleken hos svämsedimenten endast är ett par meter. Skjuvhållfastheten ökar sedan med djupet med i medeltal cirka 1,5 kPa per meter.

Brister i den geotekniska modelleringen

Bristerna i den geotekniska modelleringen hänförs sig främst till den tidigare undersökningen, där djupet till fast botten gravt missbedömdes. I den nya undersökningen medförde dessa brister att undersökningarna inte blev så rationella som det hade varit önskvärt och att den medtagna utrustningen inte förmådde penetrera ända ned till fast botten i den djupare sektionen. Det senare fick dock en begränsad praktisk betydelse, eftersom hållfasthetstillväxten mot djupet visade sig vara tillräcklig för att de beräkningsmässigt farligaste glidyterna skall hålla sig inom det undersökta djupintervallet och det påträffade vattenförande skiktet styr portryckssituationen i de djupare partierna av profilen.

Vagnhärad

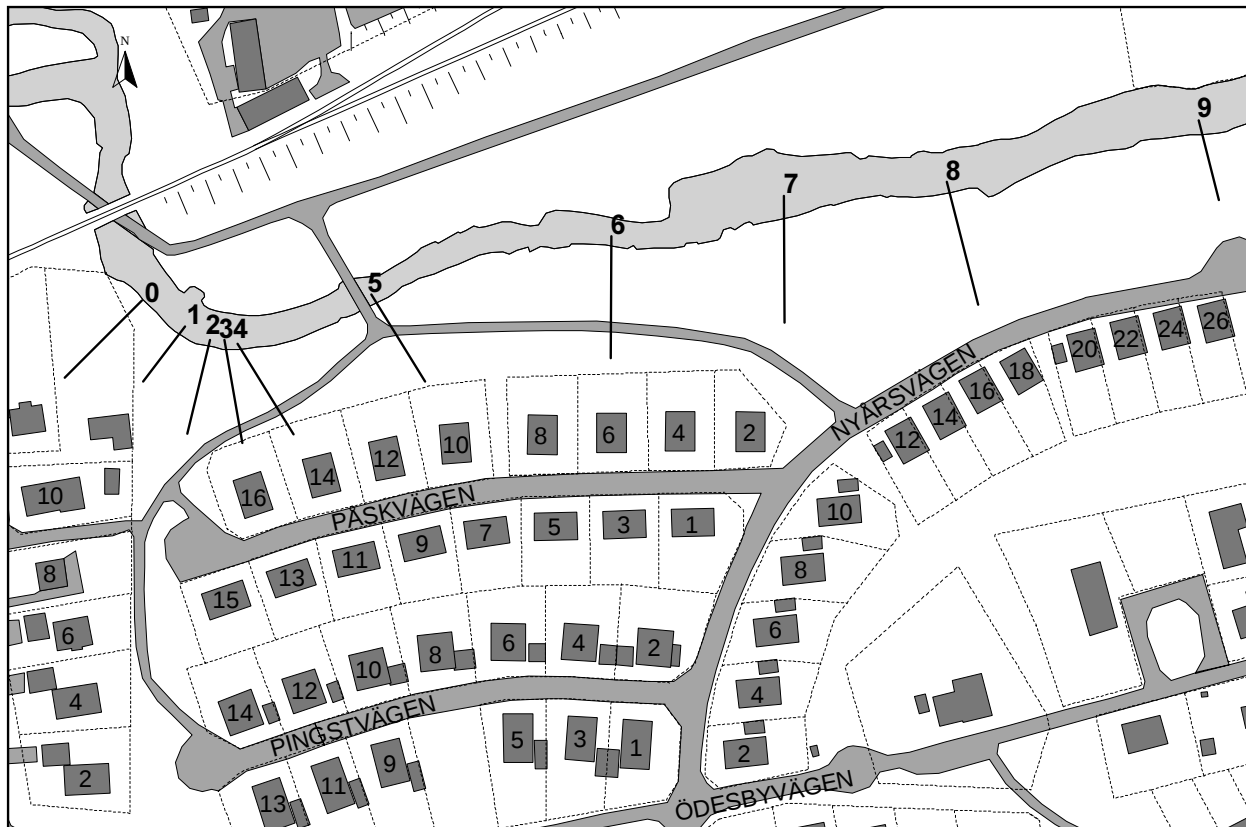
Försöksplatsen

Försöksplatsen i Vagnhärad är förlagd till det gamla skredområdet i Ödesby, där ett större skred inträffade natten till den 23 maj 1997. Skredet inträffade i en lerslänth och kom att omfatta en cirka 200 m lång sträcka längs Trosaån och sträckte sig cirka 60 m upp i slänten. Vid skredet totalförstördes eller underminerades sju villor samt en gång- och cykelväg med tillhörande bro över ån och åfåran försköts cirka 15 m. Det större skredet hade föregåtts av observerade skredrörelser inom ett mindre område vid slänthfoten. Området stod därmed under observation, undersökningar pågick för att bedöma riskområdets storlek och några hus hade utrymmts. Som en slutlig konsekvens av skredet kom totalt 29 villor och radhus inom området att rivas. Omfattande förstärkningsåtgärder utfördes för kvarvarande bebyggelse och huvuddelen av området gjordes om till parkmark.

Också under tidigare perioder har lokala erosions-skred inträffat vid åkanten. Geologiskt kan Trosaåns åfåra och slänten ned mot denna antas ha utbildats genom en kombination av erosion och skred. Ett större skred inträffade år 1982 efter att området bebyggts. Skredet gick i områdets västligaste del och omfattade ca 800 m² av den naturliga slänten mot ån. Skredområdet utgjordes dock av parkmark vid åkröken och ingen bebyggelse påverkades direkt av skredet.

Geotekniska undersökningar och åtgärder

Efter skredet 1982 genomfördes geotekniska undersökningar, främst i och i närheten av skredområdet, men också i ett antal sektioner längs ån jämnt fördelade över hela det aktuella området, *Figur 5*. Undersökningarna omfattade vikt- och slagsonderingar, vingförsök, störd och ostörd provtagning samt portrycksmätningar. Skredorsaken bedömdes bland annat bero på höga portryck. För att öka stabiliteten inleddes en installation av kalkpelare i skredområdet. Denna fick dock av-



Figur 5. Plan över området och undersökta sektioner efter skredet 1982, (Andersson et. al. 1998).

brytas på grund av att den skapade rörelser och sättningar inom angränsande fastigheter. Istället installerades vertikaldräner till ett visst djup i leran och två djupbrunnar med bräddavlopp installerades ned till den underliggande friktionsjorden. Åfåran grävdes om och ett erosionsskydd lades ut i den nya åkröken.

Även efter att det parti av slänten som då involverades hade stabiliserats, hade observationer av rörelser och sprickbildningar gjorts i angränsande partier. Vid ett par tillfällen hade geotekniker tillkallats och då konstaterat att lokala erosionsskred skett vid åkanten och att observationerna indikerade rörelser i slänten. Förslag till kontrollprogram hade upprättats, men något sådant hade inte genomförts. Först strax före skredet, då det klart kunde konstateras att stora markrörelser pågick, påbörjades mer omfattande kontroller och undersökningar. Dessa utgjordes av mätningar av markrörelser och porvattentryck samt vikt- och trycksomröningar i området runt och bakom området med pågående rörelser. Försök gjordes också att sänka av de artesiska vattentrycken i bottenlagren genom att installera en djupbrunn och pumpa.

Efter skredet fortsatte de geotekniska undersökningarna inom ett större område och omfattade då förutom vikt och motorslagsondering i ett stort antal punkter också CPT-sonderingar i 14 punkter, vingförsök i 20 punkter, skruvprovtagning i 17 punkter, ostörd provtagning med standardkolvprovtagare i 10 punkter. Dessutom mättes portrycken i 11 punkter. Ytterligare CPT-sonderingar, vingförsök och ostörd provtagning utfördes senare i den teknisk/vetenskapliga undersökning om skredets orsaker som utfördes gemensamt av Chalmers tekniska högskola och SGI, (Andersson et al 1998). I denna utfördes också 6 hejarsonderingar typ HfA för bestämning av friktionsjordslagrets tjocklek samt permeabilitetsmätningar i detta.

Totalt har det inom området sonderats i mer än 240 punkter, huvudsakligen med vikt-, slag- och sticksonderingar, *Figur 6*.

Efter skredet och de efterföljande utredningarna beslutades att 29 fastigheter i området skulle rivas, varefter kvarvarande byggnader i huvudsak ligger på fast mark. Skredmassorna i släntens nederdel förstärktes genom att KC-pelare installerades i

skivor, varpå åfåran grävdes om till sitt ursprungliga läge. Slänten ned mot ån har jämnats av och gjorts om till ett naturområde där de enda anläggningarna utgörs av gång och cykelvägar. Den övre delen av slänten och tomtmarken framför kvarvarande hus säkrades med en sprängstensskärm, som förutom att fungera som mothåll också förhindrar att höga artesiska vattentryck kan uppstå. För att sprängstensskärmen skulle kunna utföras installerades en bakåtförankrad stålspont och inom ett parti i områdets västra del, där en större kil av lera fanns kvar bakom skärmen, har man låtit stålsponten stå kvar, *Figur 7*.

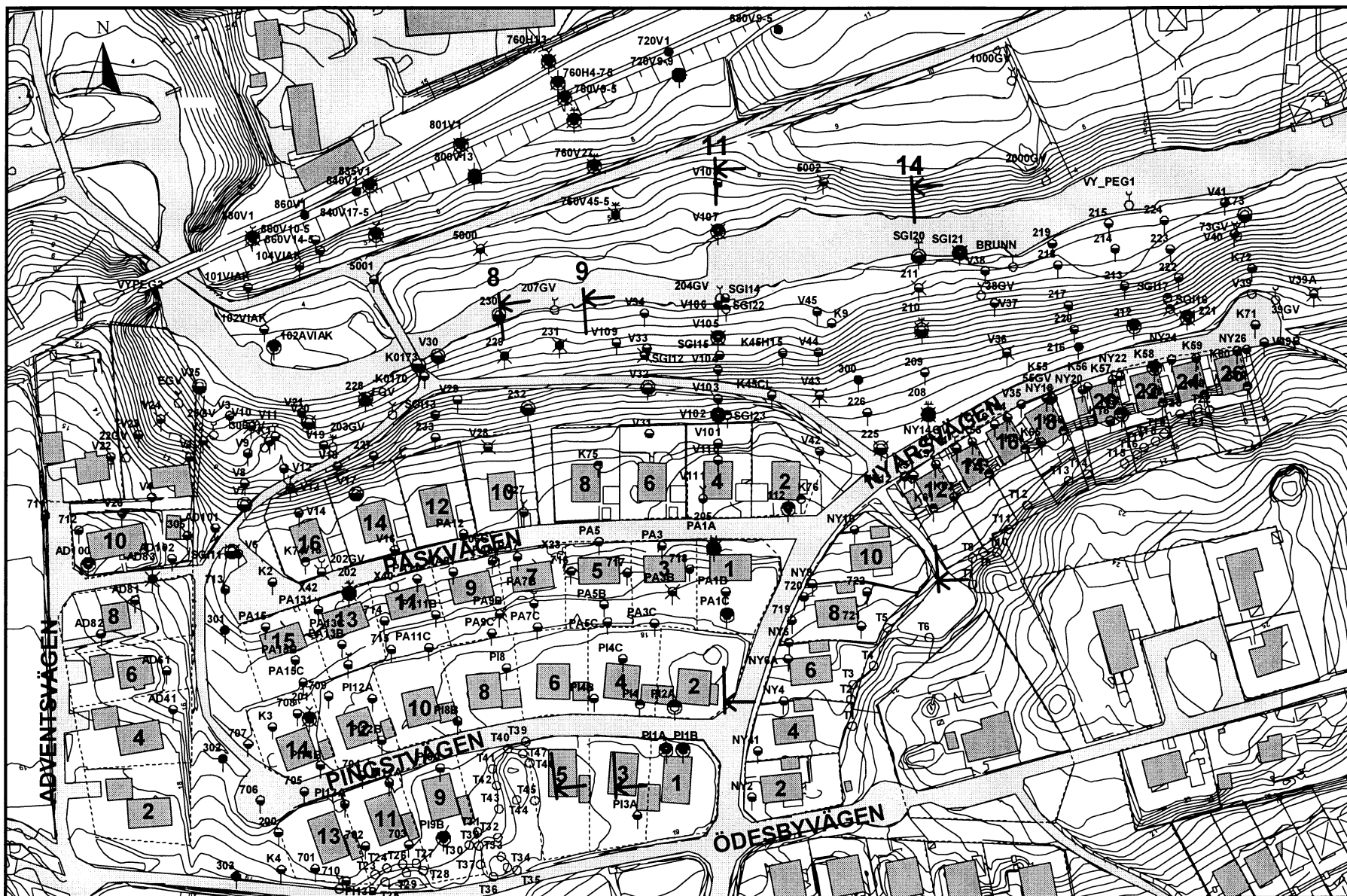
Ursprunglig topografi och jordlagerförhållanden

Skredområdet utgjordes av en långsträckt slänt med lös lera och en relativt brant lutning, som sluttade mot ett vattendrag, Trosaån, i norr. Söder om de lertäckta partierna fanns topografiskt högre belägna partier av berg och morän som utgjorde infiltrationsområden.

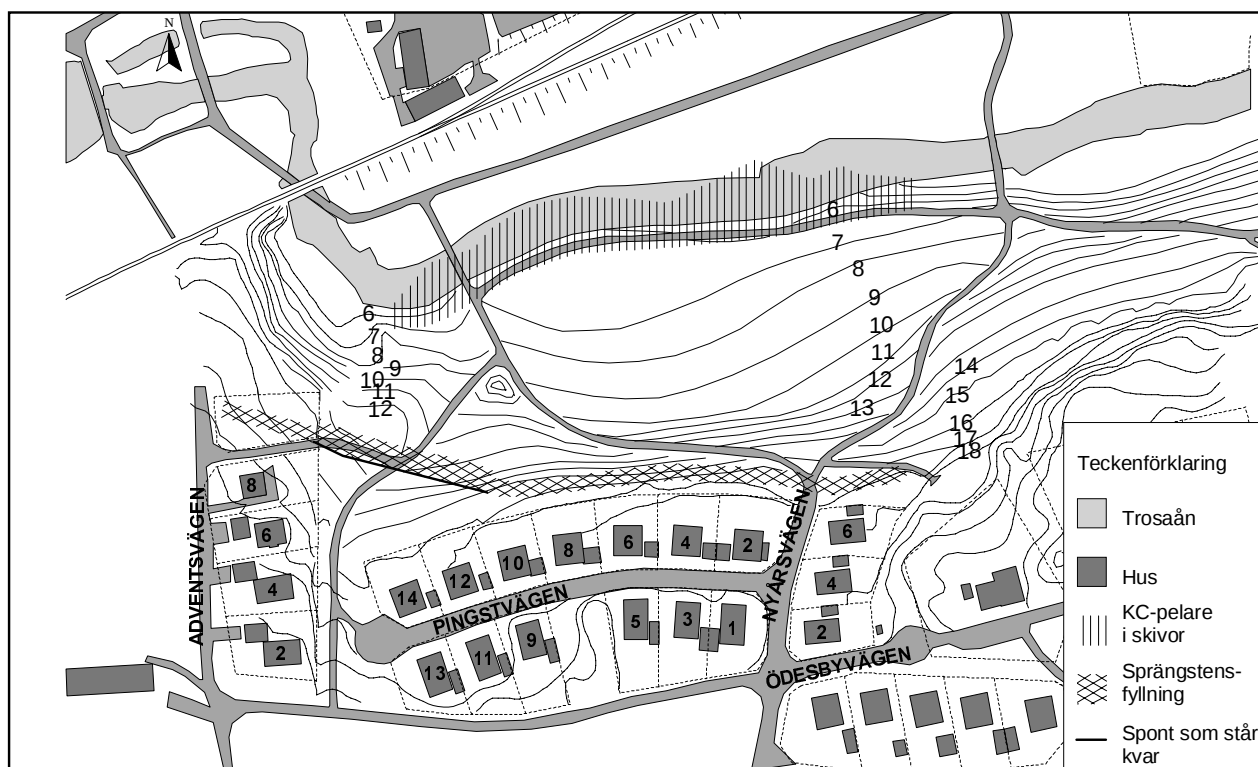
Den totala höjdskillnaden mellan släntkrönet och markytan vid släntfot var cirka 15 m och djupet till Trosaåns botten ökade denna skillnad med ytterligare cirka 2 m. Släntlutningen varierade och var cirka 1:5 inom det brantare partiet, där skredet gick. Leran i slänten hade en mäktighet som varierade mellan någon meter i släntens övre del och upp till 10 à 14 m i de lägst liggande partierna. Under torrskorpan var leran lös och högplastisk. Den var varvig och innehöll tunna siltskikt. Mot djupet blev den alltmer siltskiktad och övergick successivt till växellagrad lera och silt, silt med lerskikt och silt.

Den normala jordlagerföljden i Vagnhäradområdet är således uppbyggd enligt *Figur 8*.

De geotekniska och hydrogeologiska undersökningarna visade att leran och silten i slänten underlagrades av ett friktionsjordslager, som utgjorde ett slutet grundvattenmagasin. Till detta magasin infiltrerades vatten från de högre markpartier som inte var täckta av lera. I skredområdet och närmast kringliggande områden låg leran som ett tätt lock ovanpå friktionsjorden, vilket skapade höga vattentryck i friktionsjorden. I släntens nedre delar var vattentrycken artesiska, *Figur 9*.



Figur 6. Borrplan över området med utförda borrhningar inlagda. (Andersson et al 1997).



Figur 7. Bebyggelsen i Ödesby idag och principskiss över vidtagna åtgärder för att säkerställa området. (Andersson et al 1998).

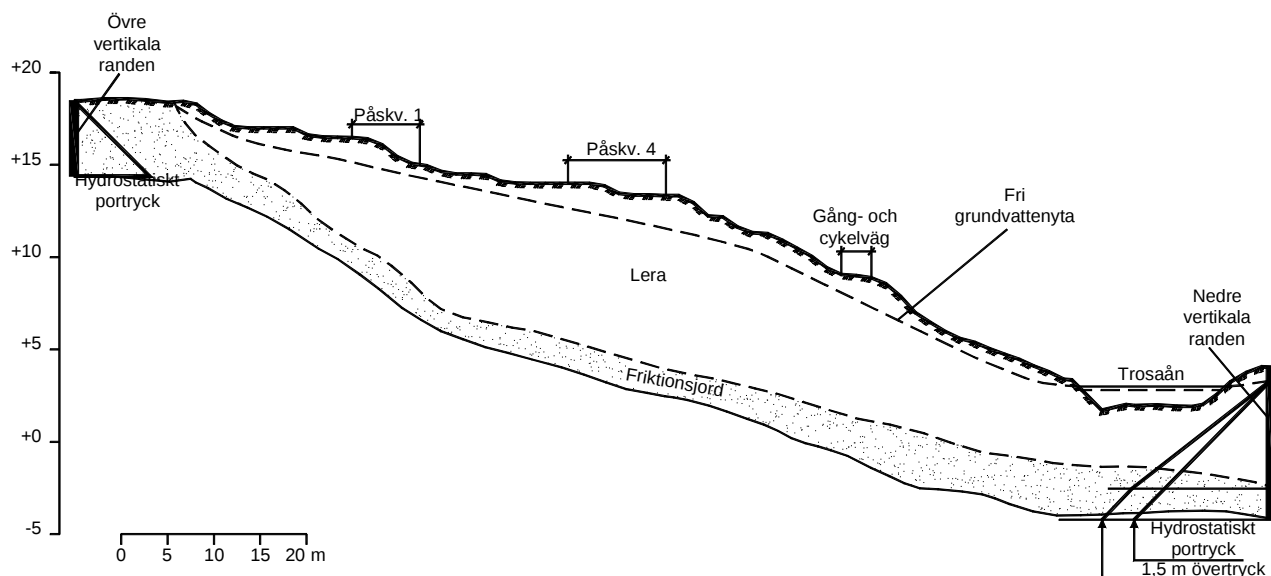
	(brunfläckig) grå homogen lera "postglacial lera" lerhalt 35-55 % varierande mäktighet
	brun varvig lera , "glacial lera" lerhalt 50-80 % mäktighet 5-15 m lerskikt dominerar upptill siltskikt dominerar nertill
	siltig sandig morän fläckvis förekommande i tunna lager

Figur 8. Generaliserad jordlagerföljd i Vagnhäradsområdet. Den glaciala varviga lerans undre delar domineras av siltskikt vilka uppåt successivt avtar i tjocklek. De övre delarna av denna lera är tämligen homogena med blott enstaka siltskikt.

De artesiska vattentrycken i området påverkades av bergytans topografi. Enligt observationer av det frilagda berget i höjdparter och resultaten av sonderingarna går bergytan i vågor med skålformade djuppartier vid lägena för skreden 1982 respektive 1997. Mellan dessa antas det gå en höjdrygg som i princip delar området i två separata grundvattenakvifärer. Höjdryggens läge antas ungefär sammanfalla med läget för gång- och cykelbron över ån, se Figur 5. Bergytans exakta topografi och tjockleken och kontinuiteten för det ovanliggande lagret av friktionsjord har stor betydelse för portrycksfördelningen i området.

Geologi

Berggrunden i området består av kristallina, mer eller mindre metamorfoserade bergarter – gnejser – av hög ålder (>2000 miljoner år). Smala diabasgångar förekommer också här och var. Gnejsen innehåller normal förekomst av sprickor, vilka bildats för mycket länge sedan. De uthålligaste sprickorna har NV-NNV-lig riktning medan de O-V-liga är något kortare. Mindre sprickor förekommer också i NO-liga riktningar, men dessa är inte väl utvecklade, (Stålhös, 1975).



Figur 9. Geometri i sektionen där skredet började med antagna portryck i släntens övre och undre delar. (Andersson et al 1997) Observera den förställda skalan.

Slänten har skapats genom en geologisk process där lösa sediment avsatts på den sluttande bergytan under den tid då området, eller delar därav, befann sig under havsytans nivå. Havet genomgick under denna tid flera förändringar från att vara en isolerad insjö till att få kontakt med västerhavet och åter snöras av. Salthalten har därmed varierat och silten och lera kan grovt betraktas som brackvattenavsatta även om salthalten under större delen av avsättningen kan förmodas ha varit låg. Området vid släntens nedre del kan antas ha varit i det närmaste plant vid den tidpunkt då denna del på grund av landhöjningen kom över havsytan. Den successiva erosionen i och vid Trosaån och småskred i åkanterna har sedan minskat lermäktigheten och ökat släntlutningen inom detta parti. Inverkan av de artesiska trycken i bottenlagren med friktionsjord har därmed också ökat. Den pågående geologiska processen har således medfört att stabiliteten för området långsamt försämrats. I samband med att området exploaterades i mitten av 70-talet har dessutom effekter från mänskliga ingrepp som belastningar från uppfyllnader, inverkan på de hydrologiska förutsättningarna från ledningar och ledningsgravar m.m. tillkommit.

Lerans egenskaper

Leran i naturlig, (icke skredad), mark i slänten består överst av cirka 1 m torrskorpa, som i högt liggande delområden med begränsad lermäktighet kan vara upp till ca 2m tjock. Under torrskorpan består lera av grå/brungrå höglästisk varvig lera med, mestadels tunna, siltskikt. Mot djupet ökar andelen silt och lera övergår i varvig lera och silt med lerskikt. Lera är mellansensitiv med sensitivitetsvärden i storleken 15 à 25. Flytgränsen varierar mellan 50 och 80 %; huvudsakligen dock mellan 65 och 75 %. Densiteten beror på fördelningen mellan lera och silt men ligger i huvudsak runt 1,6 t/m³. Mot djupet, där jorden domineras av silt, ökar den till cirka 1,8 t/m³. Lera är överkonsoliderad på grund av sin tidigare belastningshistoria och krypeffekter.

Lerans hållfasthetsegenskaper varierar i enlighet med den empiriska erfarenheten av hur dessa normalt varierar med jordens sammansättning och områdets geologiska historia, dvs enligt vad som erfarenhetsmässigt kan förväntas i lera med motsvarande belastningshistoria och konsistensgränser. På grund av jordlagerförhållandena med talrika siltskikt inbäddade i lera har det fordrats rela-

tivt omfattande undersökningar för att helt klarlägga dessa hållfasthetsvariationer. Detta beror på att olika störningsfaktorer påverkar de flesta typer av hållfasthetsbestämningar. De bestämningar av skjuvhållfastheten med olika metoder och den jämförelse med empirisk erfarenhet som gjorts visar på betydelsen av att en värdering görs av de olika metodernas lämplighet i den aktuella jorden och de olika mätvärdenas relevans. För att en klar och tillförlitlig bild av skjuvhållfastheten och dess variation skulle erhållas fordrades således att en jämförelse gjordes med vad som empiriskt kunde förväntas utifrån områdets geologiska historia och att kompletterande provningar utfördes med främst CRS-försök och direkta skjuvförsök. Denna bild kunde också styrkas och kompletteras med hjälp av resultaten från CPT-sonderingar som utförts med högsta möjliga noggrannhetsklass. De effektiva skjuvhållfasthetsparametrarna kunde väljas ur empirisk erfarenhet efter att dessa värden verifierats genom ett mindre antal triaxialförsök. Hållfastheten varierar något för olika delar av slänten på grund av olika belastningshistoria. I stora drag kan den dock skrivas som att den odränerade skjuvhållfastheten under en 1 till 2 m tjock torrskorpa är cirka 11 kPa och sedan ökar med djupet med cirka 2,1 kPa per meter. De dränerade skjuvhållfasthetsparametrarna sammanföll i stort med de empiriska värdena, som i detta fall ger $c' = 1,5$ à 2 kPa och $\phi' = 30^\circ$.

Brister i den geotekniska modelleringen

Utredningen visar på betydelsen av att skapa bra modeller för dels en slänts geologiska utveckling och spänningshistoria, dels dess geohydrologiska förhållanden, så att resultat från mätningar och observationer kan utnyttjas på bästa sätt. Den första modellen behövs för förståelsen av de hållfasthetsegenskaper som de olika jordmaterialen uppvisar och hur dessa varierar inom olika partier av slänten. Den senare modellen behövs för att man skall kunna förstå hur grundvattentrycken i olika akvifärer skapas och varierar under olika förhållanden.

Dessutom behövs en god geometrisk modell för beräkningar av portrycksfördelningar och stabilitet.

Den första modelleringen lyckades relativt väl. De båda andra modellerna har dock väsentliga brister som härrör från osäkerheter i bestämningen av bottenkonturerna. Ur de utförda sonderingarna kan en ungefärlig bild erhållas av hur fasta bottenläge varierar. Trots mer än 240 sonderingspunkter, där huvudsyftet med de flesta sonderingarna var just att bestämma djupet till fast botten, råder dock en viss osäkerhet eftersom stoppkriterierna varierar och en interpolering måste göras mellan punkterna. I detta fall spelade de artesiska portrycken i bottenlagren en avgörande roll för stabiliteten. För att beräkna fördelningen av portrycken erfordras en god modell av tjockleken av friktionsjordslaget ovanpå berget och dess variation över området. Bergytans läge har dock endast bestämts genom ett fåtal hejarsonderingar, vilket inte heller är någon helt säker metod för denna bestämning. Bergytans eventuella sprickighet är också av betydelse. Antagandena om friktionsjordslagets tjocklek och den beräknade portrycksfördelningen är därmed mycket osäkra. Dessa brister påpekas också i utredningen.

Använda geofysiska metoder

Allmänt om seismiska vågor

P-vågor

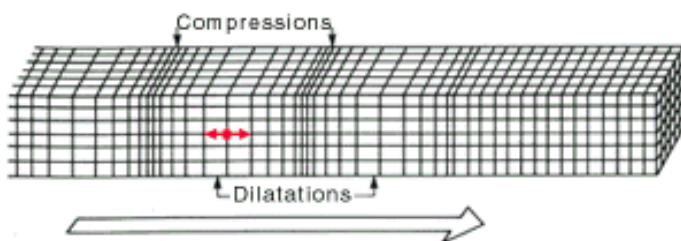
Partikelrörelsen associerad med kompressionsvågor (P-vågor) består av alternerande förtätningar och förtunningar av de partiklar som bygger upp mediet där vågen färdas, *Figur 10*. Partikelrörelsen är alltid parallell med vågens utbredningsriktning. Det är den snabbaste och mest använda vågrörelsen inom seismiska sammanhang.

Vågornas utbredningshastighet beror på olika materialparametrar såsom densitet, porositet, elasticitetsmodul, vatteninnehåll, bergartstyp och vitringsgrad. Typiska hastigheter för kompressionsvågen i olika material visas i *Figur 11*.

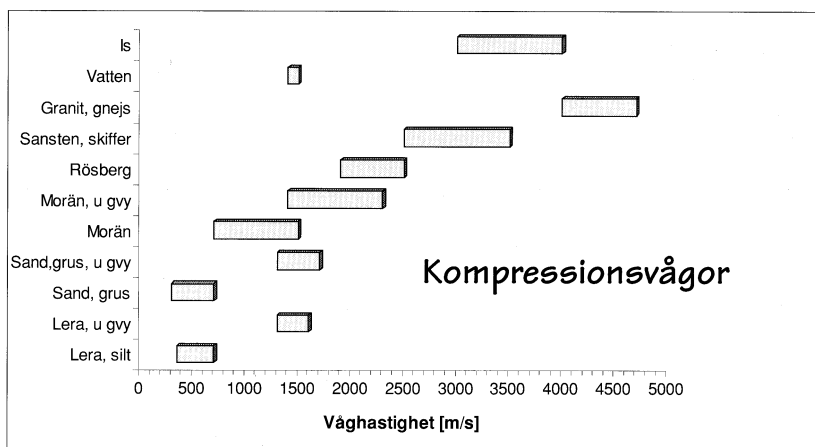
S-vågor

Skjuvdeformation innebär att partikelrörelsen är vinkelrät mot vågens utbredningsriktning d.v.s. transversell rörelse, *Figur 12*. Skjuvvågor (S-vågor) kan vara polariserade (partiklarna rör sig längs parallella linjer) i olika plan. Eftersom vätskor saknar skjuvmodul kan skjuvvågor ej fortplantas i flytande medium.

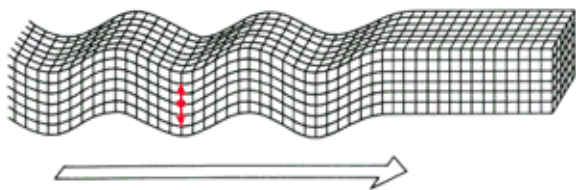
Skjuvvågshastigheten varierar för olika jordmaterial, bland annat beroende på den effektiva spänningsnivån och lagringstätheten (portalet). Typiska värden för denna hastighet visas i *Figur 13*.



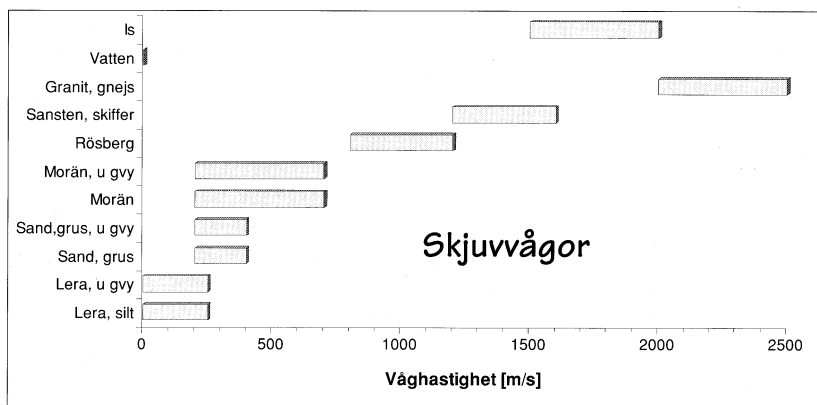
Figur 10.
Utbredningsriktning och partikelrörelse för kompressionsvåg eller P-våg.



Figur 11.
Kompressionsvågornas utbredningshastigheter i olika jord- och bergmaterial. (Möller et al 2000).



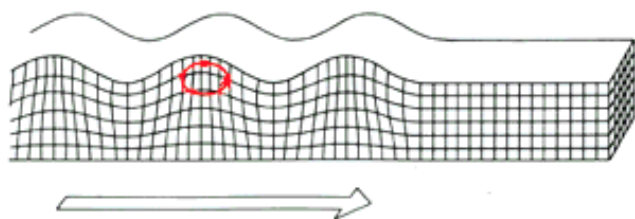
Figur 12. Utbredningsriktning och partikelrörelse för skjuvvåg eller S-våg.



Figur 13. Skjuvvågornas utbredningshastighet i olika jord- och bergmaterial. (Möller et al 2000).

Ytvågor

Till ytvågorna hör bl.a. Rayleighvågor och Lovevågor. Partikelrörelsen hos Rayleighvågor sker alltid i ett vertikalt plan och är elliptiskt retrograd med hänsyn till vågens utbredningsriktning, *Figur 14*. Rayleighvågor färdas endast längs den fria markytan och amplituden hos rörelsen avtar exponentiellt mot djupet. Hastigheten hos Rayleighvågor varierar med våglängden, eller frekvensen, vilket fysikaliskt benämns för dispersiv vågrörelse. I en dispersiv vågrörelse färdas alltså olika våglängder med olika hastigheter och uppfattas vid registrering som en följd av händelser där cyklerna är ökande eller avtagande perioder.



Figur 14 Utbredningsriktning och partikelrörelse för Rayleighvåg.

Lovevågorna kan iakttagas om marklagret är ett låghastighetslager överlagrande en berggrund med högre hastighet. Vågrörelsen är liksom skjuvvågen transversell, men är till skillnad från den senare starkt polariserad i horisontalplanet. Utbredningen sker genom mångdubbla reflektioner mellan över- och underytta i det övre låghastighetslagret. Lovevågor är dispersiva med förhöjd hastighet då våglängden blir större.

Refraktionsseismik

Vid refraktionsseismiska undersökningar studeras den snabbaste vågen, P-vågen. En våg som alstras på markytan kommer att röra sig på två sätt. Dels utefter markytan, den kallas då direktvåg, och dels i alla riktningar nedåt. Då vågen som rör sig nedåt når gränsen mellan två lager kommer en del av energin att reflekteras och resten att refrakteras. Refraktion beskrivs med Snells lag:

$$\sin(i_{in}) / \sin(i_{refrakterad}) = V_1 / V_2$$

där:

V_1 = Hastighet för övre lager
 V_2 = Hastighet för undre lager
 i_{in} = infallsvinkel
 $i_{refrakterad}$ = refraktionsvinkel

Detta samband relaterar infalls- och refraktionsvinklar med de två materialens utbredningshastigheter (*Figur 15*).

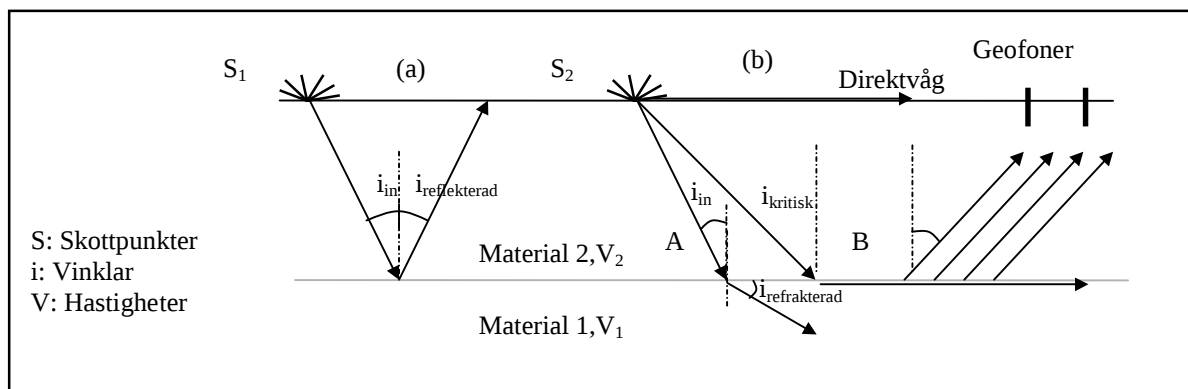
Då V_2 är större än V_1 kommer den seismiska vågen att refrakteras. Ett specialfall inträffar då $\sin(i_{in})$ sammanfaller med V_1 / V_2 . Infallsvinkeln för detta fall kallas kritisk vinkel och vågen kommer att röra sig utefter skiktgränsen med hastigheten för det undre snabbare lagret, V_2 . En del av energin kommer att återvända till ytan, den kallas då huvudvåg, och lämnar lagret i den ursprungliga infallsvinkeln. Huvudvågen rör sig genom det övre laget med hastigheten V_1 , men eftersom den färdats med hastigheten V_2 i skiktgränsen till lager 2 kommer den efter en viss sträcka att nå fram till geofonerna snabbare än den direkta vågen.

Obehandlade fältdata kan användas för att räkna ut hastigheter för de lager som registrerats. Lager-tjocklekar och lutning på lager för två, tre eller fler lager kan tas fram manuellt eller via modellering med dator.

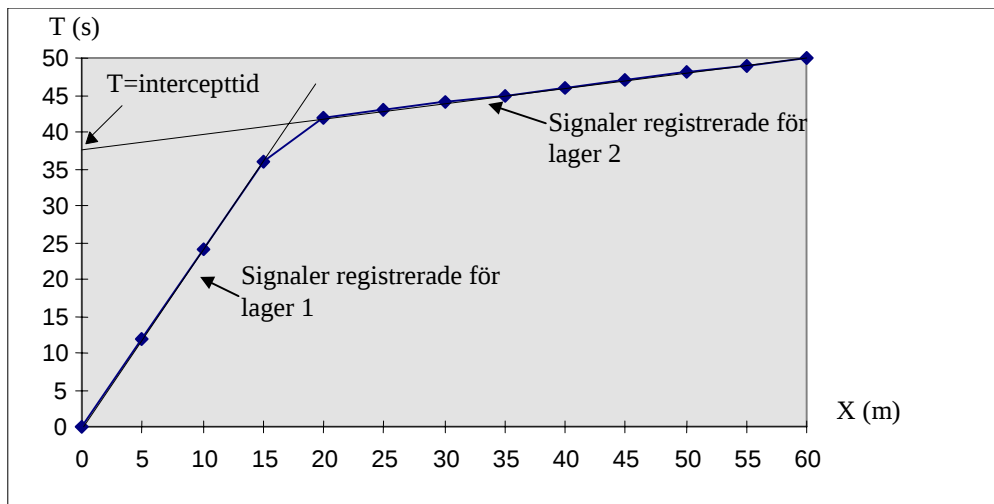
Inledningsvis väljs första ankomsttid för respektive signal som registrerats av geofonerna. Då erhålls ett dataset med tider registrerade på olika avstånd från skottpunkten. Data plottas i diagram med vertikala tidsaxlar och horisontala avståndsaxlar, *Figur 16*. Gradienten för en linje är lika med inversen av hastigheten vilket innebär att branta lutningar betyder låga hastigheter. Alla data för ett utlägg, ofta flera skott, plottas i samma diagram. Diagrammet har en aktiv yta från första till sista geofonen och behöver inte visa skottpunkten om denna ligger utanför geofonutlägget.

Utifrån detta diagram kan mäktigheter och lutningar för de olika lagren räknas ut med t ex intercepttidsmetoden (Milsom, 1996). Metoden kräver att hastigheterna för lagren samt intercepttiden (se *Figur 16*) är kända. Beräkningarna är lätta att genomföra men blir tidskrävande då antalet lager ökar.

En förutsättning för att refraktionsseismik ska ge relevanta resultat är att hastigheterna i de geologiska lagren ökar med djupet. Om dessutom hastighetsvariationerna mellan lagren är stora ökar säkerheten i mätningarna.



Figur 15. (a) Reflektion och (b) refraction. Vanlig refraction uppträder i A och kritisk refraction i B (efter Milsom, 1996).

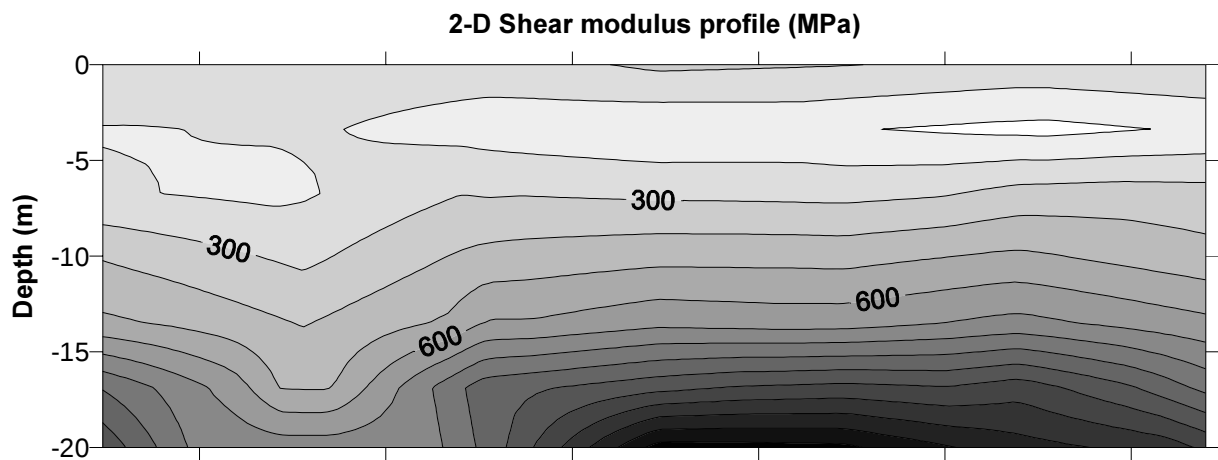


Figur 16. Exempel på tid-avstånd diagram för en tvålagerföljd. Geofonavståndet i detta exempel är 5 meter och skottpunkt vid geofon 1 ($x = 0$ m).

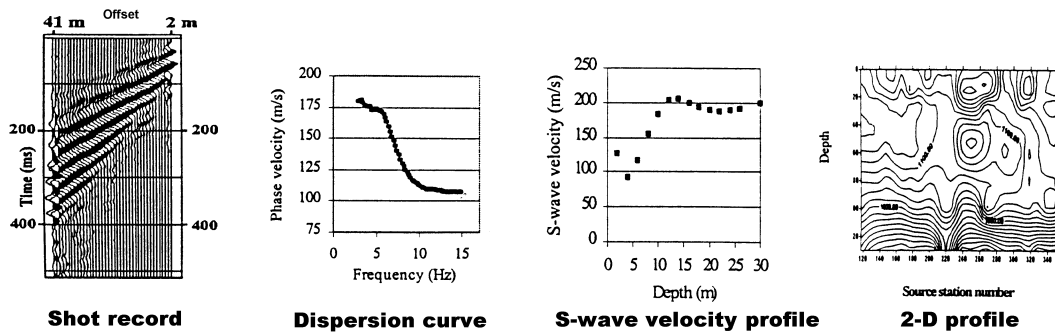
Ytvågsseismik

Med ytvågsseismik bestäms skjuvvågshastigheterna i en jord/bergvolym. MASW-tekniken, Multichannel Analysis of Surface Waves (Park et al, 1999), utnyttjar standardmässig refraktionsseismisk utrustning i form av en seismograf med 24 kanaler till vilka 4,5 Hz geofoner kopplas. MASW-metoden utnyttjar det faktum att S-vågen utgör den dominerande påverkan på Rayleigh-vågen (ytvåg) i ett skiktat medium. Genom att

mäta Rayleighvågshastigheten för ett stort antal frekvenser (5 – 100 Hz) kan S-vågshastigheten beräknas för olika djup med hjälp av inversmodellering. Den utvärderade hastighetsprofilen kan ses som en endimensionell sondering gällande för centrum av det geofonutlägg som använts. Genom att längs en linje utföra ett flertal mätningar kan en tvådimensionell hastighetsprofil erhållas längs den mätta linjen, se [Figur 17](#).



Figur 17. Exempel på presentation där skjuvmodul tolkats ur ytvågsseismiska mätningar längs en profil. (Jinnestål et al, 2001)



Figur 18. Flödesschema för utvärdering av en ytvågsseismisk mätning enligt MASW-metoden. I fält registreras ett sk Shot record ur vilket en dispersionskurva utvärderas mha programmet SurfSeis. Med inversion beräknas en trolig skjuvvågsfördelning mot djupet. Genom att göra ett stort antal mätningar längs en linje kan en skjuvvågs/moduls-profil längs den mätta linjen bestämmas. (Xia et al, 2000)

I fält alstras den seismiska vågen oftast med en slägga. För att erhålla så starka ytvågor som möjligt är det viktigt att avståndet mellan källa och närmaste geofon, avstånd mellan de olika geofonerna osv är optimalt (Park et al, 1999). Då data-insamlingen är slutförd beräknas fashastigheterna för Rayleighvågen för varje slagpunkt/utlägg. Efter analys av frekvensinnehåll och hastighetsintervall beräknas sedan den slutliga sk dispersionskurvan (hastighet - frekvens). Med dispersionskurvan som ”mall” utförs sedan inversmodellering, se [Figur 18](#), för att bestämma en trolig hastighetsfördelning.

I lera kan skjuvvågshastigheten skrivas som en funktion av odränerad skjuvhållfasthet, τ_{fu} , flytgräns, w_L , densitet, ρ , och överkonsolideringsgrad, (Möller et al 2000). I normalkonsoliderad eller endast lätt överkonsoliderad lera råder sambandet

$$\tau_{fu} \approx \frac{\rho v_s^2 w_L}{504}$$

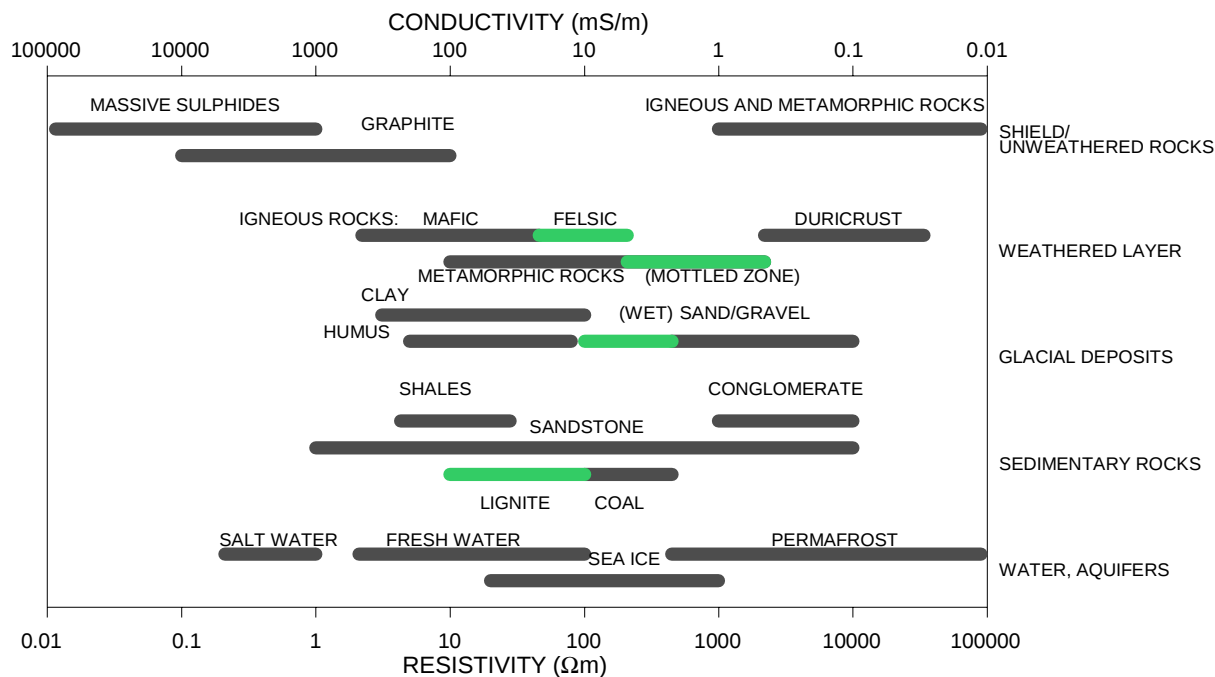
Resistivitet och inducerad polarisation (IP)

Allmänt

Resistiviteten i marken varierar inom stora intervall (se [Figur 19](#)), och genom att kartlägga variationerna i resistivitet i marken kan man bygga upp bilder av markens struktur. Resistivitet är liktydigt med specifikt elektriskt motstånd, som är inversen av elektrisk konduktivitet. Eftersom resistivitetsintervallen för de olika materialen överlappar varandra, är det nödvändigt att kalibrera mätresultaten mot till exempel geologiska observationer och borrhdata för att kunna göra en tillförlitlig geologisk eller geoteknisk tolkning av resultaten.

I de vanligast förekommande jord- och bergarterna är mineralkornen i praktiken isolatorer, varför resistiviteten styrs av vatteninnehållet, där mängden vatten, lösta joner i vattnet och dess fördelning i materialet är viktig. Ju högre innehåll av vatten och lösta joner, desto lägre resistivitet. Eventuellt lerinnehåll ger låga resistiviteter, genom att lermineralen fungerar som elektriskt ledande partiklar, och binder till sig joner.

Leriga jordar har därför normalt låga resistiviteter (lägre än 100 Ωm), medan sand och grus med färskvatten i porutrymmena har högre (normalt högre än 100 Ωm , och torr sand eller grus betydligt högre värden). Grovkorniga sediment ovan



Figur 19. Typiska resistiviteter i naturliga jord- och bergmaterial (efter Palacky 1989).

grundvattenytan kan ha mycket höga resistiviteter. För morän kan resistiviteten variera inom mycket stora intervall, beroende på om det är en lermorän eller en grovkornig morän, vatteninnehåll etc.. En svensk grovkornig morän har oftast resistiviteter på flera hundra Ωm , medan en lermorän normalt ligger under 100 Ωm . Det är endast i mycket grovkorniga jordar som man kan urskilja en grundvattenyta, då det i jordar med inslag av silt och ler inte existerar någon distinkt grundvattenyta till följd av vattenhållande förmåga och kapillär stigning.

Fast ovittrat urberg (kristallint berg) har ett obetydligt vatteninnehåll, och därför hög resistivitet (typiskt större än 2000 Ωm), medan vittrat urberg kan ha mycket låg resistivitet till följd av leromvandling och vatteninnehåll. Uppsprucket urberg med färskvatten i sprickorna har intermediära resistiviteter. Resistiviteten i sedimentärt berg beror på vilken typ av sediment det är, konsolideringsgrad och vatteninnehåll, varför det varierar inom mycket vida intervall.

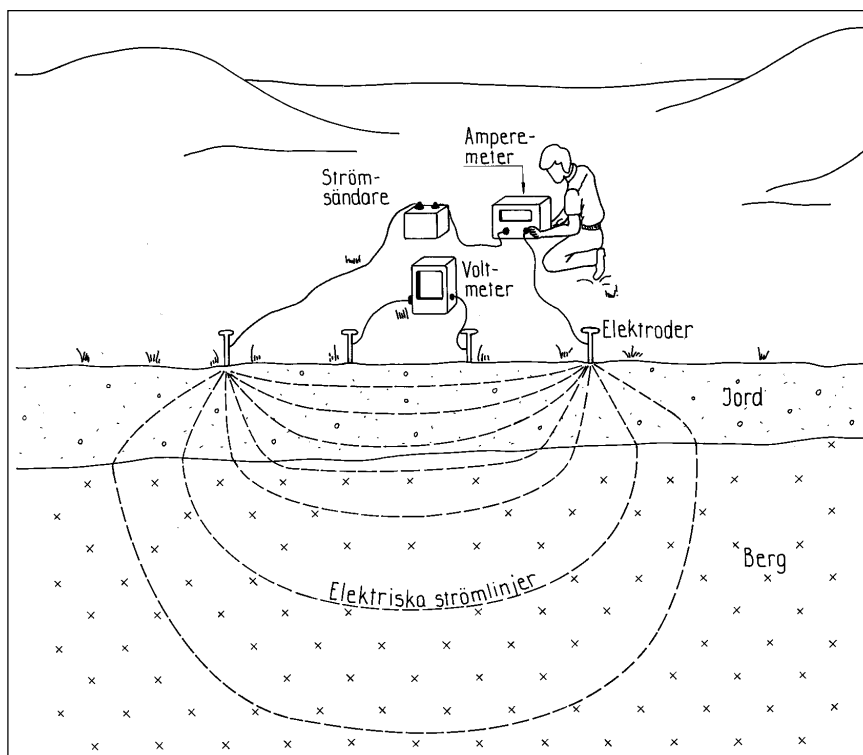
Tillförsel av föroreningar i mark och grundvatten leder till att resistiviteten förändras, och om förändringen är tillräckligt stor kan den upptäckas med hjälp av resistivitetsundersökning. Oorganiska

föroreningar innebär i allmänhet att resistiviteten sänks, då mängden fria joner ökar, medan t.ex. olja ökar resistiviteten. Olika föroreningars inflytande i skiftande geologiska miljöer är dock inte ordentligt känd, och här finns ett forskningsbehov.

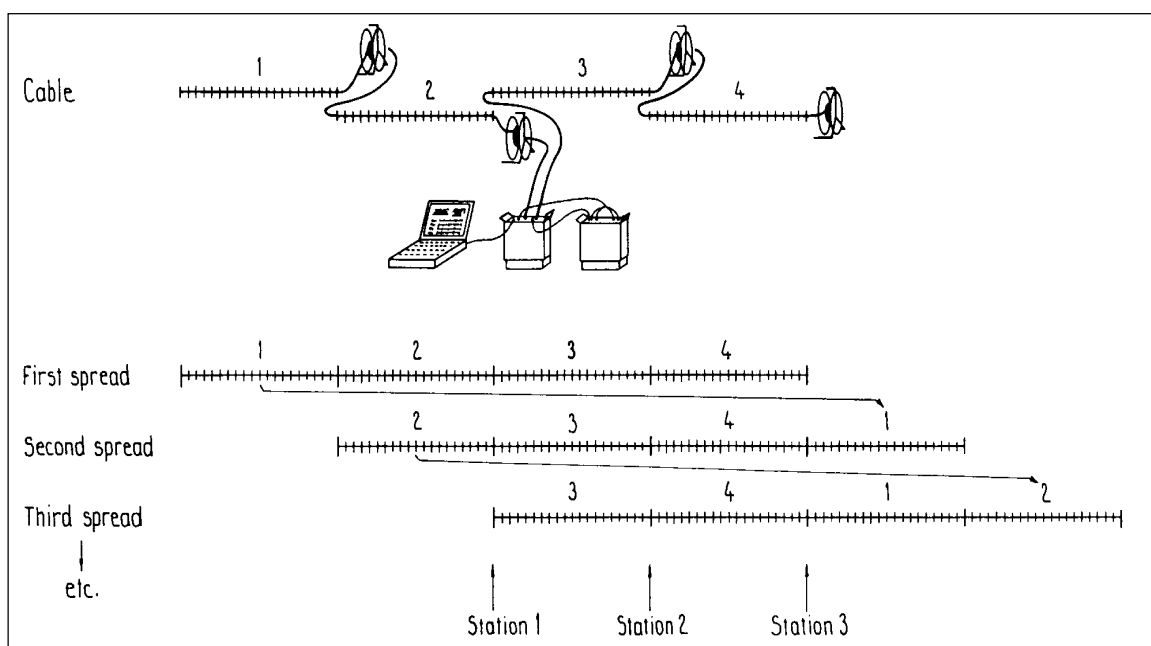
Fältmätningar

Vid manuell resistivitetsmätning sätter man ut fyra elektroder i markytan, och sänder en ström mellan två av dem samtidigt som man mäter spänningen mellan de andra två (Figur 20). Genom att systematiskt variera avståndet mellan elektroderna, och mittpunkten för uppställningen, kan man kartlägga variationerna i resistivitet i marken. Dessa variationer kan sedan kopplas till variationer i utbredning och mäktighet hos olika jord- och bergarter, vattenhalt, föroreningshalt etc. beroende på tillämpning. (t.ex. Palacky 1987; Ward 1989; Dahlin 1993).

För fältmätningarna användes en modifierad version av ABEM Lund Imaging System, bestående av Lawson Labs AD201 voltmeter, Booster SAS2000 strömförstärkare, Electrode Selector ES464 reläomkopplingsenhet, dator, flerledarkablar, stålelektroder och diverse kopplingsanordningar (Figur 21). Vid mätningen länkas fyra kablar samman längs en linje för att möjliggöra konti-



Figur 20. Princip för resistivetsmätning: en kontrollerad ström sänds mellan två elektroder samtidigt som spänningen mäts mellan två andra elektroder. Genom att variera avståndet mellan elektroderna kan djupnedträngningen varieras. Ett modernt resistivetsinstrument innehåller bland annat precisionsvoltmeter, ingångsfilter, strömsändare och mikroprocessor. I vissa fall har instrumenten också inbyggd persondator och datalagring. Ett typiskt instrument för ingenjers- och miljötillämpningar kan sända ut upp till 150-400V likström. (efter Robinson och Coruh 1988)



Figur 21. Skiss över det använda mätsystemet i standardutförande, och principen för "roll-along"-mätning. (efter Overmeeren och Ritsema 1988)

nuerlig datatäckning och lämplig djupnedträngning. Fältnätningarna utfördes som kombinerad profilering-sondering, så kallad CVES (Continuous Vertical Electrical Sounding), vilket ger en tvådimensionell (2D) information om markens uppbyggnad. Långa sammanhängande linjer uppnåddes m.h.a. så kallad ”roll-along”-teknik. (Dahlin 1993; Dahlin 1996).

Inducerad polarisation (IP)

Inducerad polarisation har använts sedan slutet av 40-talet för malmprospektering medan möjligheten att använda denna metod i grundvattensammanhang och föroreningskartering har studerats sedan slutet av 50-talet. Denna metod är mycket effektiv vid kartering av metalliska mineral och är också känslig för då lermaterial uppträder på ytan av större mineralkorn eller kontakter mellan olika material.

Utrustningen är ungefär densamma som används för resistivitmätningar. För IP mätningar är det dock viktigare att undvika brus och att korrektion görs för SP effekter. På samma sätt som för resistivitmätningar sänds en ström mellan två elektroder och en potentialskillnad mäts upp mellan två andra elektroder. Då strömmen slås av kommer potentialen i marken inte att försvinna direkt utan minska mer eller mindre långsamt beroende på materialens förmåga att laddas upp. Denna förmåga beror på elektrokemiska reaktioner, som främst uppträder på ytorna mellan mineralkorn och andra beståndsdelar av materialet, och är frekvensberoende. Uppladdningsförmågan kan uttryckas i mV/V och är medelvärde av V/V_0 över en bestämd tidsperiod efter det att strömmen stängts av, där V_0 är den spänning som mäts upp under tiden som strömmen skickas ut.

Även om uppladdningsförmågan för olika material, eller kombinationer av material, delvis kan relateras till resistiviteten för materialen kan resultaten från en sådan mätning bli väsentligt annorlunda. Dessa resultat kan vara till stor hjälp vid tolkningen av resistivitetsdata.

Uppladdningsförmågan är till stor del beroende på materialstruktur på en mikroskopisk nivå. För rena leror är den vanligtvis låg medan den för en lerig sand kan vara mycket hög, speciellt om materialet är vattenmättat. Uppladdningsförmågan för hårt

berg, som gnejs och granit, är oftast högre för ökande mineralinnehåll och sprickighet. IP-fenomenen är i dagsläget inte helt utforskade. Dock torde det vara så att det åtminstone för vissa geologiska material finns en viss salthalt vid vilken man får maximal IP-effekt. Vid lägre salthalter finns det inte tillräckligt med joner för att samspelet med lermaterialen skall ge upphop till så stora IP-effekter, och vid höga salthalter släcker den höga jonhalten ut effekterna.

Databearbetning och presentation

Resultaten presenteras grafiskt i form av sektioner över resistivitetsfördelning baserade på invers numerisk modelltolkning (inversion). Den numeriska modelltolkningen görs iterativt med mjukhetsband på tolkningen, vilket skall förhindra överdrivna och instabila tolkningar till följd av exempelvis brus i data. Modelltolkningen sker med antagande om tvådimensionella (2D) strukturer, d.v.s. de undersökta strukturerna kan variera längs profilen men förutsätts vara konstanta vinkelrätt mot profilriktningen. På grund av att punktelektroder används tar tolkningen dock hänsyn till 3D strömkällor. Programmet som använts (RES2DINV ver. 3.41a) genererar en finita differens- eller finita elementmodell som optimeras mot uppmätta data (Loke och Barker 1996; Loke 1999) så att modellresidualerna blir så små som möjligt. Modellresidualerna är skillnaden mellan uppmätta data och modellsvaret på den tolkade modellen. Medelvärde av modellresidualerna bör alltså vara så lågt som möjligt, och hamnar i allmänhet på några procent om datakvalitet är god och de geologiska strukturerna någotsånär kan approximeras som tvådimensionella. Tolkningen har i detta fallet skett med hänsyn tagen till topografiska variationer genom att topografin integreras i finita elementnätet.

Optimeringen av modellen kan ske med L1-norm (”robust inversion”) eller L2-norm (”smooth inversion”). L1-norm innebär att man i söker minimera absolutbeloppen av differenserna mellan modellsvaret och uppmätta data, medan man i fallet L2-norm minimerar kvadraterna på differenserna. Inversion med L1-norm är mera robust gentemot brus och störningar i data, och tenderar att ge mera distinkta övergångar mellan olika lager i tolkad modell. Inversion med L2-norm ger mjukare övergångar i den tolkade modellen även om

verkligheten har distinkta gränser. Vilken typ av modell som är att föredra beror bland annat på geologins karaktär.

Liksom för resistivitetsmätningarna tolkas IP-data genom invers modelltolkning vilket ger en sektion över uppladdningsförmågans fördelning i marken. Denna inversion sker med samma programvara som resistivitetsresultaten, och tillsammans med dessa.

Utförda undersökningar

Resistivitets-, IP- och refraktionsseismiska mätningar har utförts i både Vagnhärad och Munkedal. I Vagnhärad har även ytvägsseismiska mätningar utförts. Detta gjordes inte i Munkedal då djupet till berg där ansågs för stort för att kunna observeras med denna metod.

Munkedal

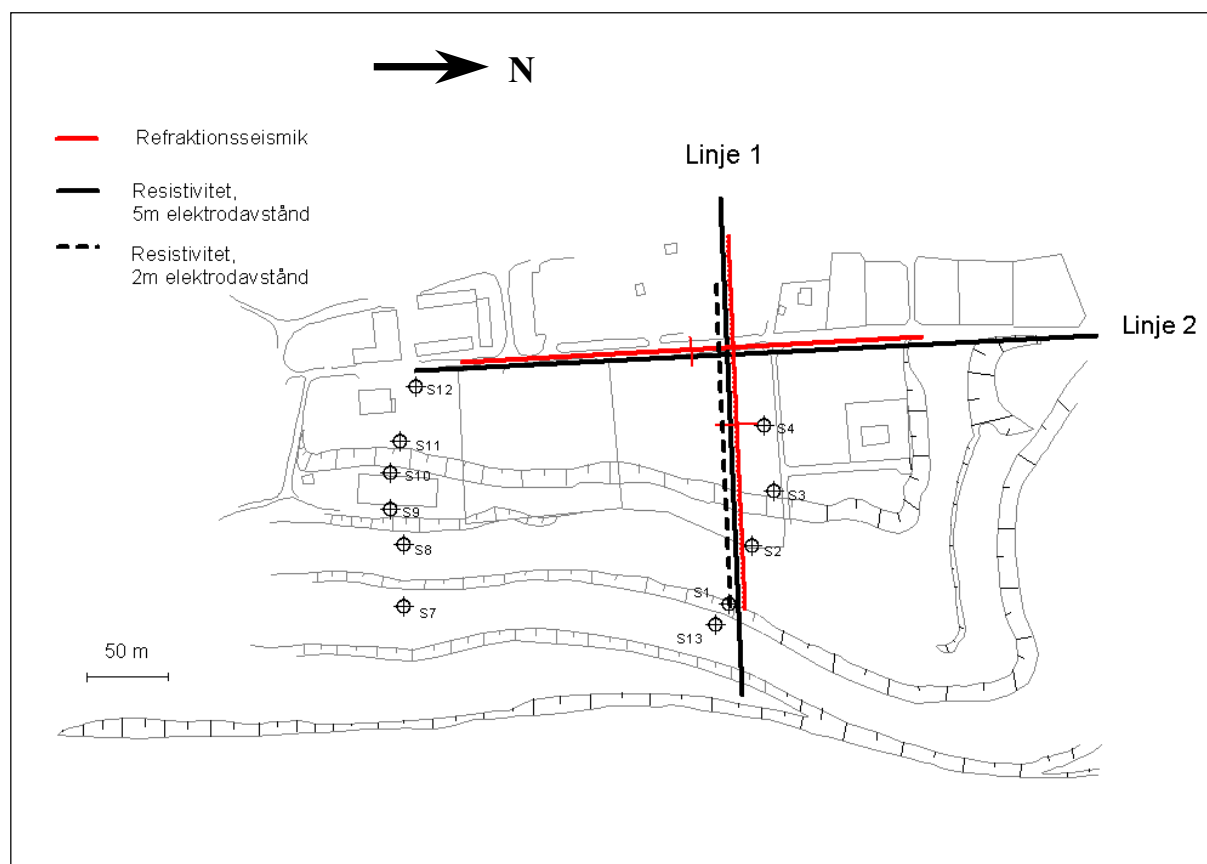
Allmänt

Resistivitets-, IP- och refraktionsseismiska mätningar utfördes utefter två linjer (*Figur 22*). Utefter linje 1 mättes två resistivitets- och IP-profiler med olika upplösning samt en refraktionsseismisk profil. Utefter linje 2 mättes en resistivitetsprofil,

en IP-profil och en refraktionsseismisk profil. Placeringen på mätlinjerna valdes så nära befintliga geotekniska sonderingar som möjligt samt så att största möjliga djupnedträngning skulle erhållas. Viss justering av mätlinjernas placering gjordes i fält för att praktiskt kunna genomföra mätningarna. Anledningen till att inga mätningar utfördes över sonderingspunkterna S7 – S12 var hårdgjorda ytor som på ett flertal ställen omöjliggjorde längre mätprofiler utan håltagning i asfalt eller annan beläggning.

Refraktionsseismik

De refraktionsseismiska undersökningarna i Munkedal utfördes vid ur undersökningssynpunkt dåligt väder med kraftiga vindar, vilket medförde



Figur 22. Karta över geotekniska sonderingar och mätlinjers placering i Munkedal.

mycket brus i data. Detta har gett upphov till relativt stor osäkerhet i resultaten från tolkning av refraktionsseismisk data.

Mätningarna utfördes med 24-kanalers refraktionsseismisk utrustning, typ ABEM Terraloc mark 6. 10Hz vertikalgeofoner användes. Geofon-avstånden varierades mellan 2-13 meter. Som pulskälla användes Dynamex initierad med VA-tändare.

Resistivitet och inducerad polarisation (IP)

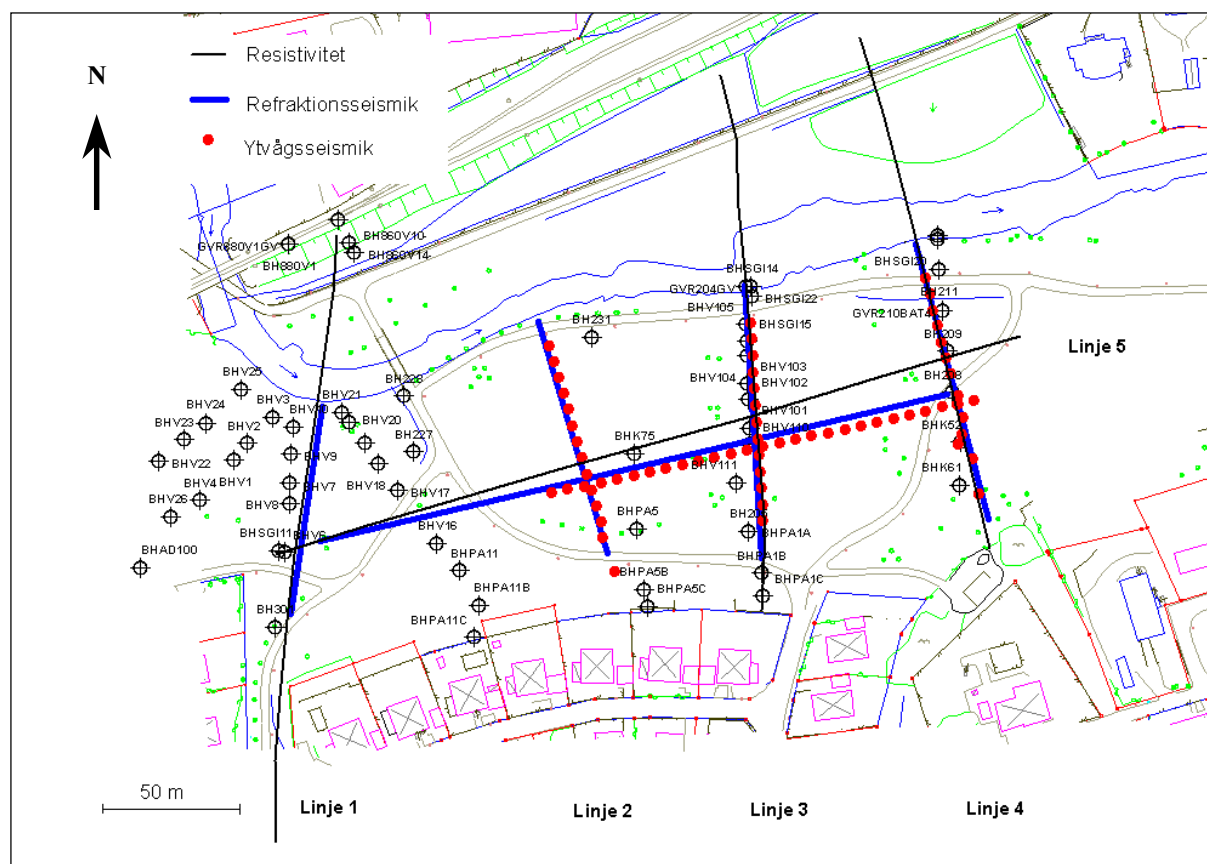
För att åstadkomma en hög upplösning användes ett minsta elektroavstånd på 2 meter för en av linjerna i Munkedal, med en total utlägglängd på 160 meter. Mätningarna utfördes med kombinerad Wenner- och Schlumbergerkonfiguration med 14 olika strömelektroavstånd vilka varierar mellan 6 meter och 144 meter.

Två av mätlinjerna mättes med minsta elektroavståndet 5 meter och pol-dipolkonfiguration, med syfte att nå större djupnedträngning med hänsyn till stora förväntade djup till berg. Vid pol-dipol-mätningar används en fjärrelektrod för den ena strömelektroden. Denna fjärrelektrod placerades ca 1.5 km norr om undersökningsområdet.

Vagnhärad

Allmänt

Refraktionsseismiska undersökningar utfördes i Vagnhärad utefter 5 linjer. Resistivitets- samt ytvågsseismiska mätningar utfördes för 4 av dessa linjer och IP-mätningar utefter 3 linjer (*Figur 23*). Utefter linje 5 utfördes resistivitets- och ytvågsseismiska mätlinjer vid samma tidpunkt vilket är



Figur 23. Karta över mätlinjernas placering i Vagnhärad. Ett urval av de tillgängliga geotekniska sonderingarnas läge visas också.

skälet till att dessa mätlinjer separerats något. Mätlinjernas placering i Vagnhärad valdes så att en så god täckning över området som möjligt erhöles samt så att de i så hög grad som möjligt sammanföll med befintliga geotekniska sonderingar. Viss justering av mätlinjernas placering gjordes i fält för att praktiskt kunna genomföra mätningarna.

Refraktionsseismik

Mätningarna utfördes med 24-kanalers refraktionsseismisk utrustning, typ ABEM Terraloc mark 6. 10Hz vertikalgeofoner användes. Geofonavstånden varierades mellan 2-7 meter. Som pulskälla användes Dynamex initierad med VA-tändare.

Ytvågsseismik

Mätningarna utfördes med en 24-kanals seismograf, typ ABEM Terraloc mark 6. 4,5 Hz vertikalgeofoner användes. Geofonavstånden var konstant 1 m, med undantag av de sydligaste punkterna på Linje 3 där geofonavstånden 0,5 m användes. Som pulskälla användes en slägga som slogs mot en stålplatta på marken. Slagpunkten var konstant 5 m utanför geofon 1 (norr om denna). För varje slagpunkt flyttades geofonutlägget 6 m.

Resistivitet och inducerad polarisation (IP)

För att åstadkomma en hög upplösning användes ett minsta elektrodavstånd på 2 meter för samtliga fem linjer i Vagnhärad, med en total utläggslängd på 160 meter. Mätningarna utfördes med kombinerad Wenner- och Schlumbergerkonfiguration med 14 olika strömelektrodavstånd vilka varierar mellan 6 meter och 144 meter mellan strömelektroder. Avståndet mellan mätpunkterna är 2 meter för de kortare elektrodavstånden och 4 meter för de längre elektrodavstånden.

Undersökningsresultat och kommentarer

Refraktionsseismik, ytvågsseismik, resistivitetsmätningar och IP-mätningar redovisas här separat. I resistivitets- och IP-diagrammen har, för att underlätta tolkning, även den undre refraktorn, från refraktionsseismik, samt geotekniska sonderingar lagts in. För de geotekniska sonderingarna redovisas, om inget annat uppges, endast undersökningsdjup. Det är viktigt att notera att detta djup inte representerar djupet till bergytan då denna ej kan bestämmas i någon av de sammanlagt över 250 sonderingar och borrhningar som utförts i de båda områdena.

Munkedal

Refraktionsseismik

I resultaten från de refraktionsseismiska mätningarna i Munkedal observeras tre lager. Det första lagret är ett låghastighetslager, $V_p = 430 - 1200$ m/s, med ca 2 – 7 m tjocklek. Det andra lagret har en tjocklek på 25 – 50 m och något högre hastigheter, $V_p = 1300 - 1690$ m/s. Det understa lagret har betydligt högre hastigheter, $V_p = 4550 - 4900$ m/s (Se [Figur 24](#) och [Figur 25](#)).

Det övre lagret med låga hastigheter, som motsvarar de som normalt erhålls i icke fullt vattenmättad jord, utgörs av de siltiga svämsedimenten som överlagrar leran. Det andra lagret uppvisar något högre hastigheter som är typiska för lera och silt under grundvattenytan. Det undre lagrets hastigheter är betydligt högre och tolkas som berg. Hastigheterna är typiska för granit och gnejs och berggrunden i området utgörs främst av gnejs.

Refraktionsseismik beskriver normalt bergytans läge väl men p.g.a. att data bland annat påverkats av brus är resultaten behäftade med en viss osäkerhet och de exakta djupen därmed osäkra. En ytterligare komplikation är svaga signaler till följd av dålig koppling till marken vid fyllnadsmassor och/eller välldränerade grovsediment i markytan längs delar av linjerna, samt stora djup till berg. Eventuella över- eller underskattningar kan också

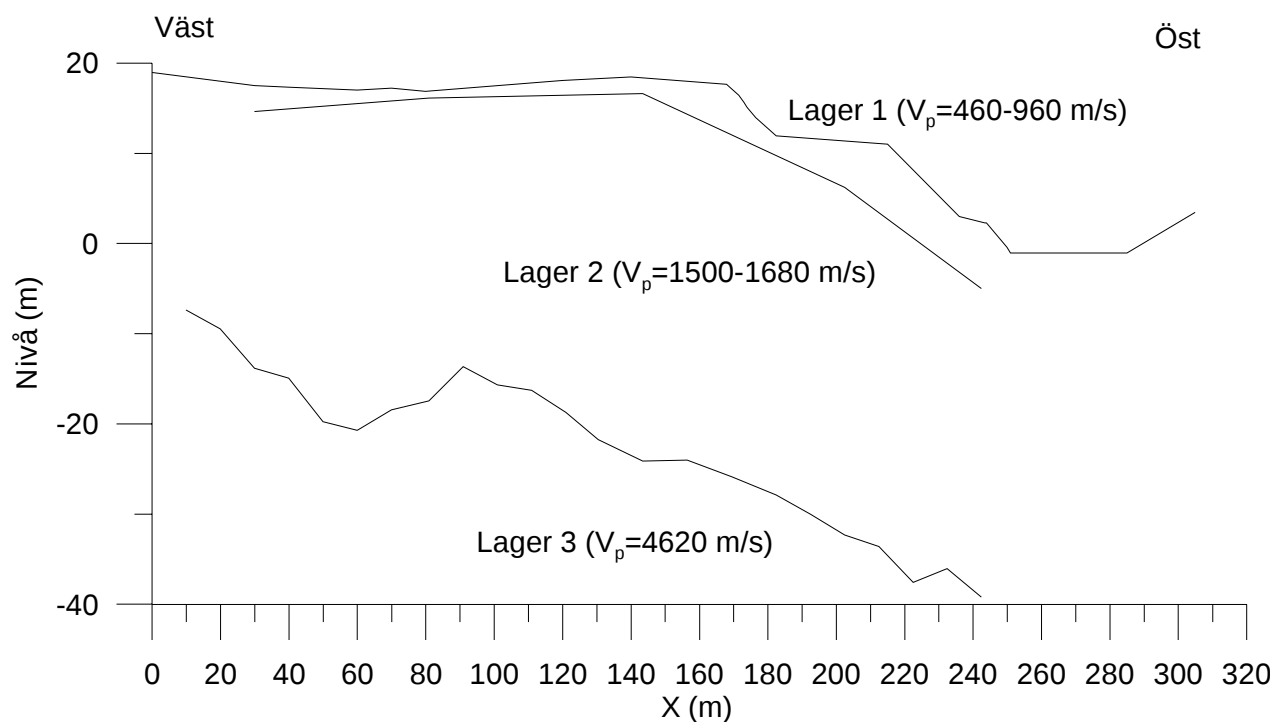
bero på t.ex. brant lutande lager vilket skulle kunna existera här. Tredimensionella effekter kan också vara en orsak. Med tillgång till ytterligare geoteknisk information, t.ex. definitiv bekräftelse av bergnivå i någon punkt, skulle en omtolkning med sannolikt säkrare bestämning av bergytans läge kunna göras. Den uppskattade bergytan ligger dock genomgående djupare än sonderingsstoppen, vilket är uppenbart rimligt och dess uppskattade konfiguration stöds också i princip av de olika sonderingsresultaten.

Resistivitet

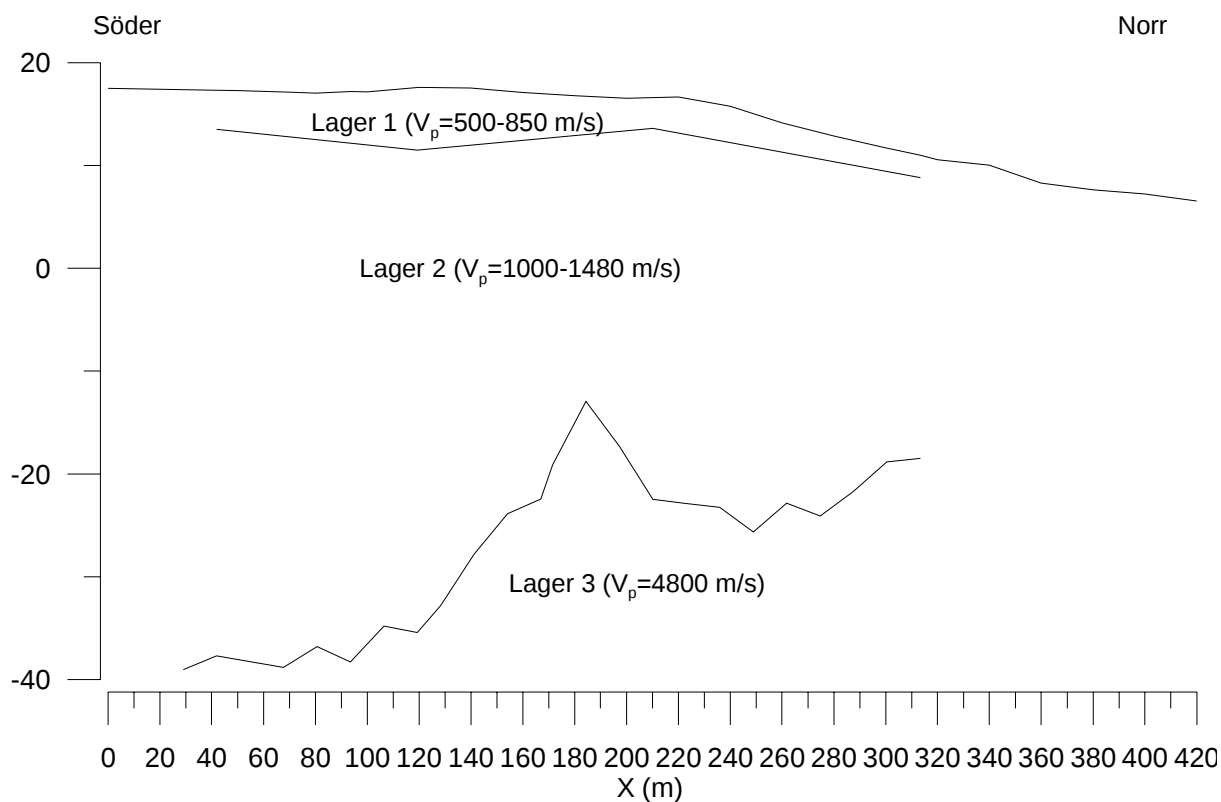
Alla tre resistivetsprofilerna visar tydligt ett övre högresistivt lager, oftast mer än 300 Ω m, i delar av området. Detta lager har en tjocklek på upp till 7 m. Under detta lager finns ett lågresistivt lager, mindre än 30 Ω m. I de två profilerna med mätmetoder som ger större djupnedträngning finns tendenser till högre resistivitet på stora djup, upp till 300 Ω m ([Figur 26](#), [Figur 27](#) och [Figur 28](#)).

Den högupplösande resistivetsprofilen längs linje 1 beskriver väl gränsen mellan den lågresistiva leran och de grövre högresistiva sediment som överlagrar denna ([Figur 27](#)). Det förefaller också gå att se en skillnad mellan normalsensitiv (salt) lera och (urlakad) kvicklera ([Figur 29](#)). Enligt resultaten påträffas kvicklera inom partier med en resistivitet som är högre än cirka 7 Ω m medan leran inom partier med lägre resistivitet inte är kvick.

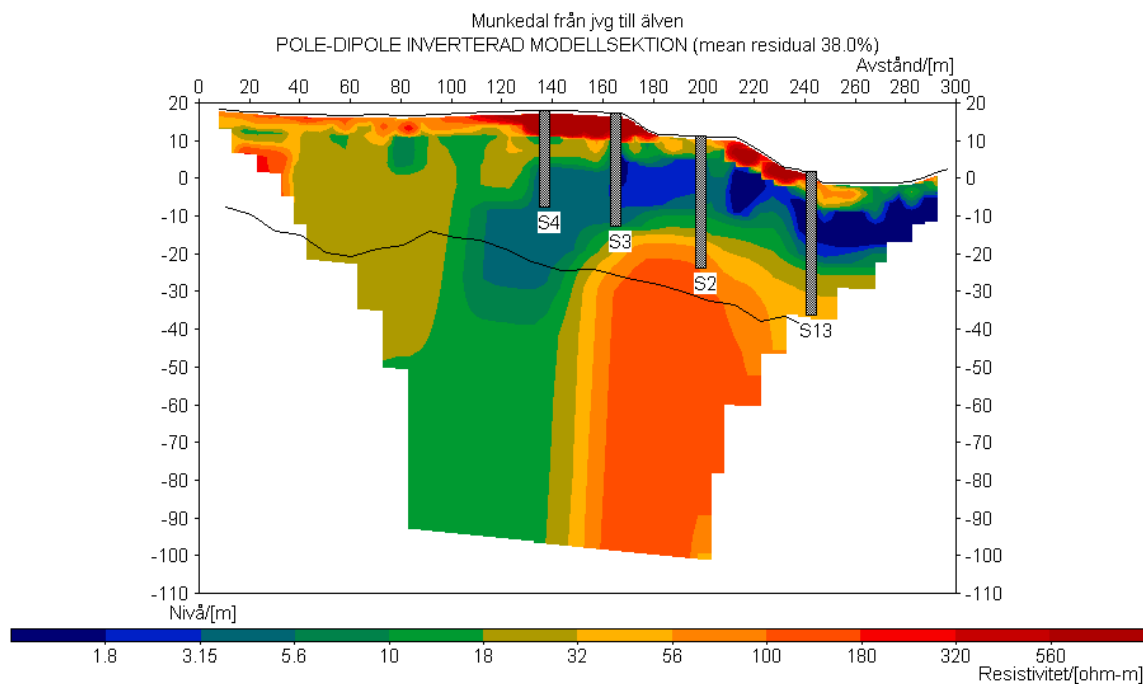
Djuptäckningen för denna profil är däremot ej tillräcklig för att bergytans nivå skall kunna observeras. Pol-dipol-mätningarnas djupnedträngning är tillräcklig för att kunna observera berggrunden att döma av resultaten från refraktionsseismiken, men de klarar ändå inte av att detektera och beskriva bergytan ([Figur 26](#) och [Figur 28](#)). Detta beror troligen bland annat på en kraftig tredimensionalitet i geologin i kombination med problem med datakvaliteten till följd av dålig koppling till marken vid fyllnadsmassor och/eller välldränerade



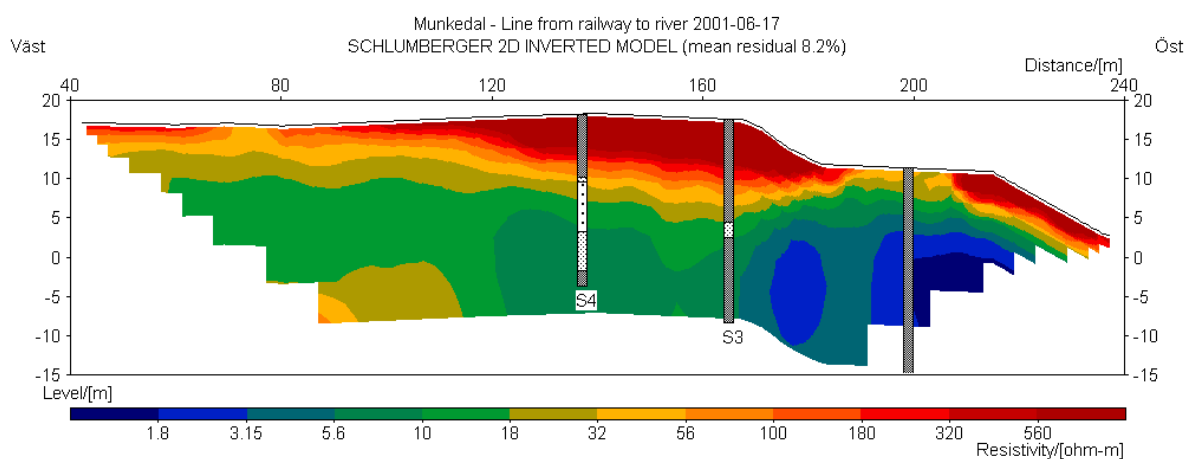
Figur 24. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 1 Munkedal.



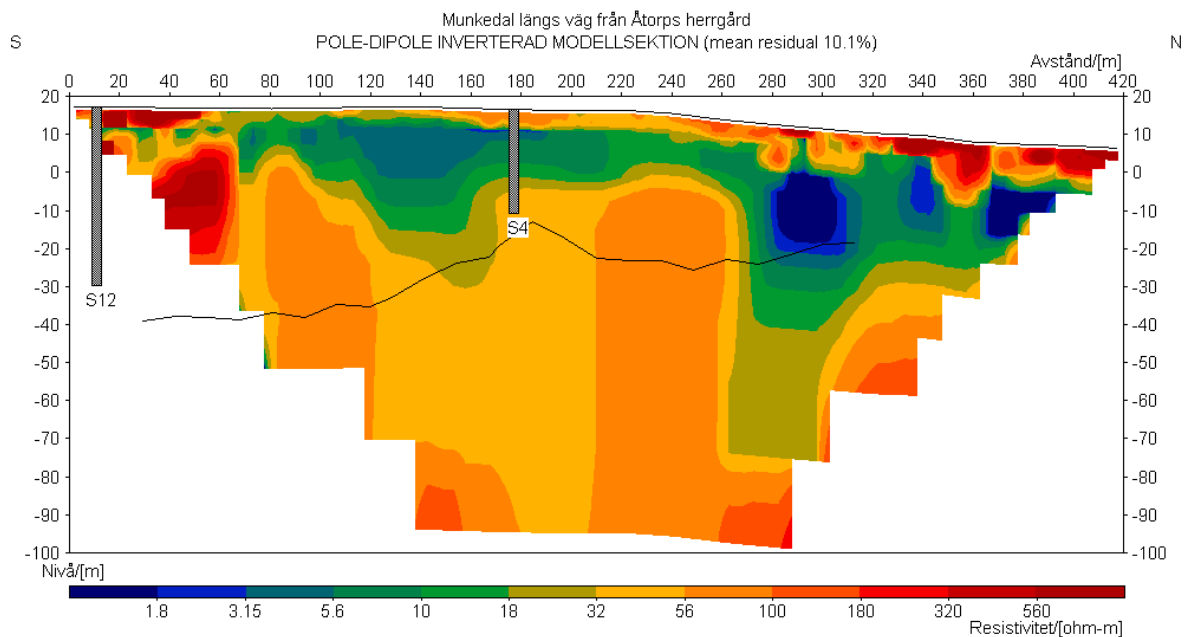
Figur 25. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 2 Munkedal.



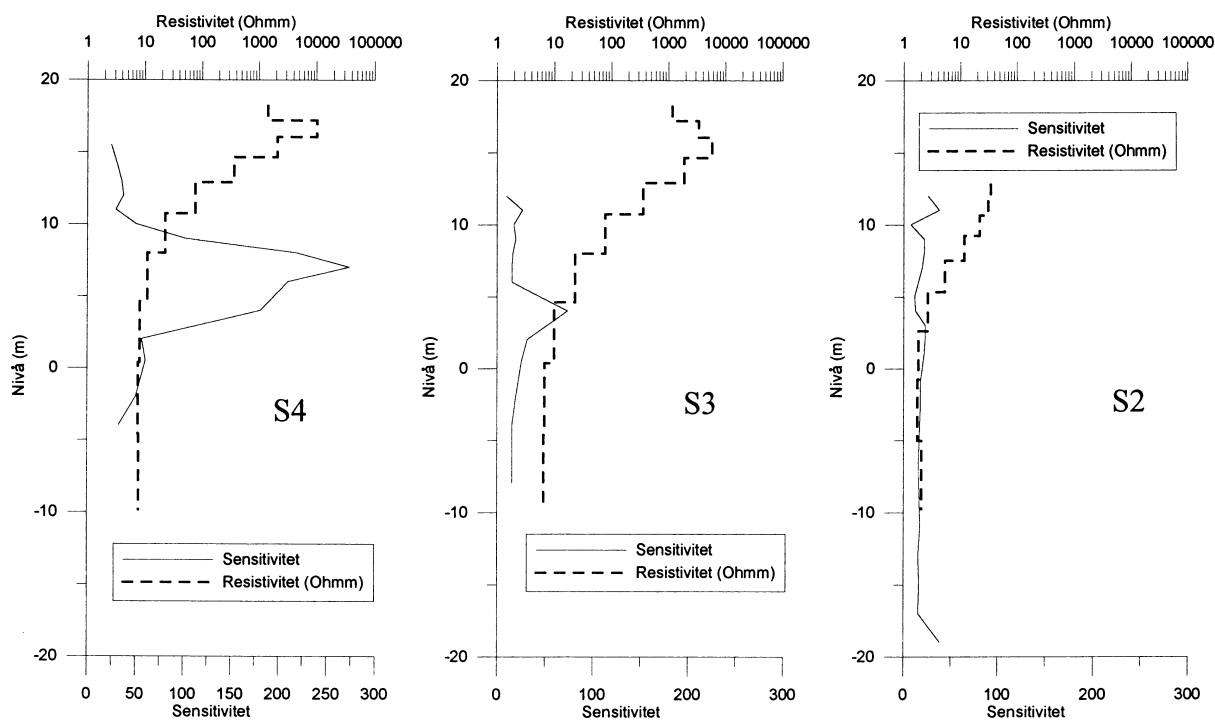
Figur 26. Tolkad resistivitetssektion från inversion med L1-norm av data från pol-dipolmätning på linje 1 Munkedal med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



Figur 27. Tolkad resistivitetssektion från inversion med L2-norm av data från Wenner-Schlumbergermätning på linje 1 Munkedal. Mörka partier i sonderingarna indikerar sensitiviteter under 50, ljusa partier sensitiviteter mellan 50 och 100 och ljusa partier med prickar sensitiviteter över 100.



Figur 28. Tolkad resistivitetssektion från inversion med L1-norm av data från pol-dipolmätning på linje 2 Munkedal med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar.

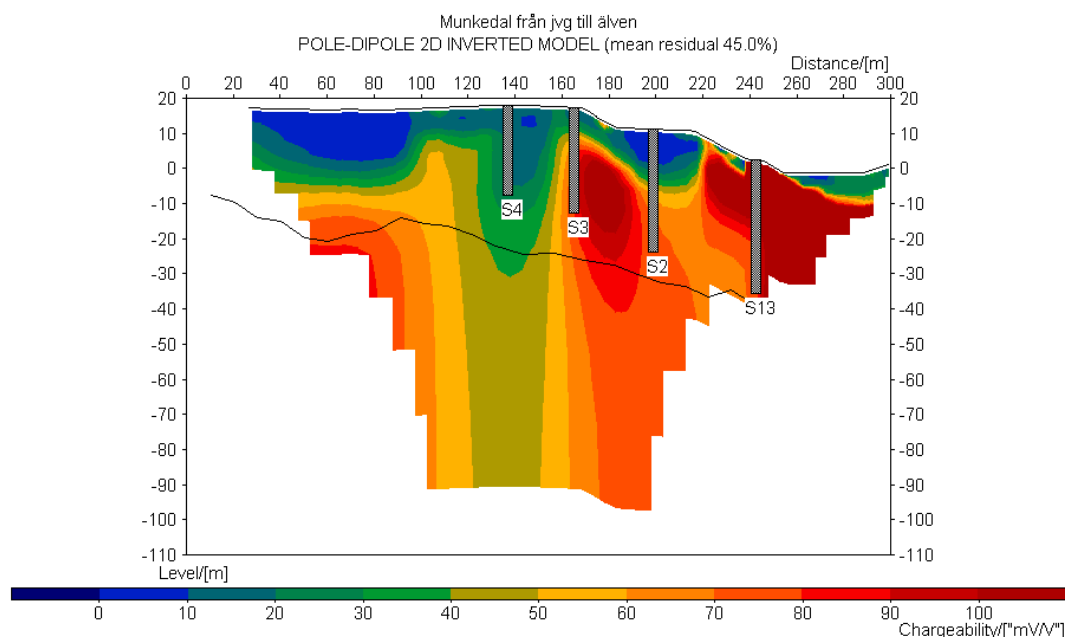


Figur 29. Tolkad resistivitet och sensitivitet för sonderingarna S2, S3 och S4 längs linje 1 Munkedal. Ytliga lager med hög resistivitet består av svämsediment med sand och silt.

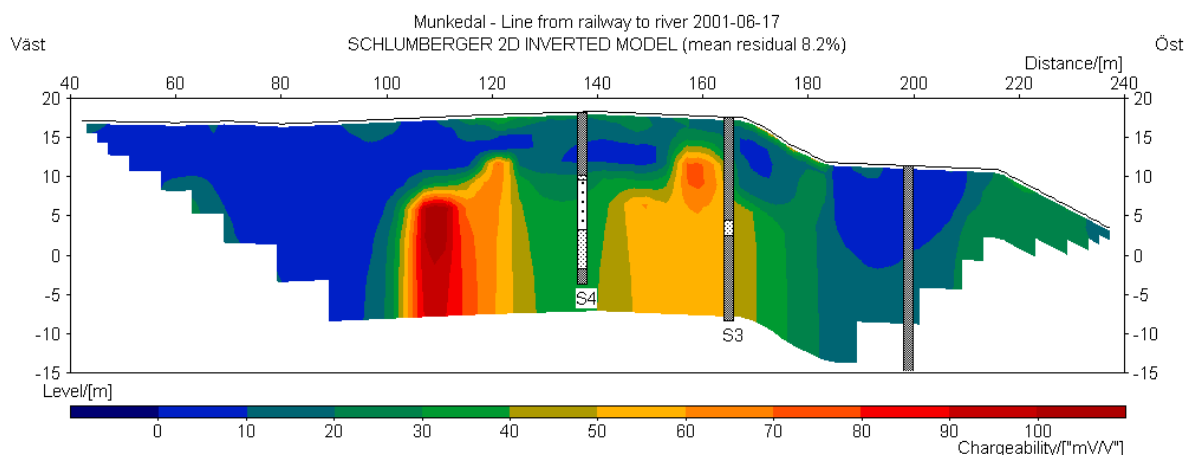
grovsediment i markytan längs delar av linjerna. Vidare beror variationerna i resistivitet också till stor del på variationer i porvattnets salthalt. Den senare varierar såväl i vertikal- som horisontalled. De två pol-dipolprofilerna har mycket höga modellresidualer, vilket gör att informationen i dessa till stor del är osäker. De beskriver gränsen mellan lera och överlagrande sediment relativt väl, men all tolkning för djupare nivåer är mycket osäker.

Inducerad polarisation (IP)

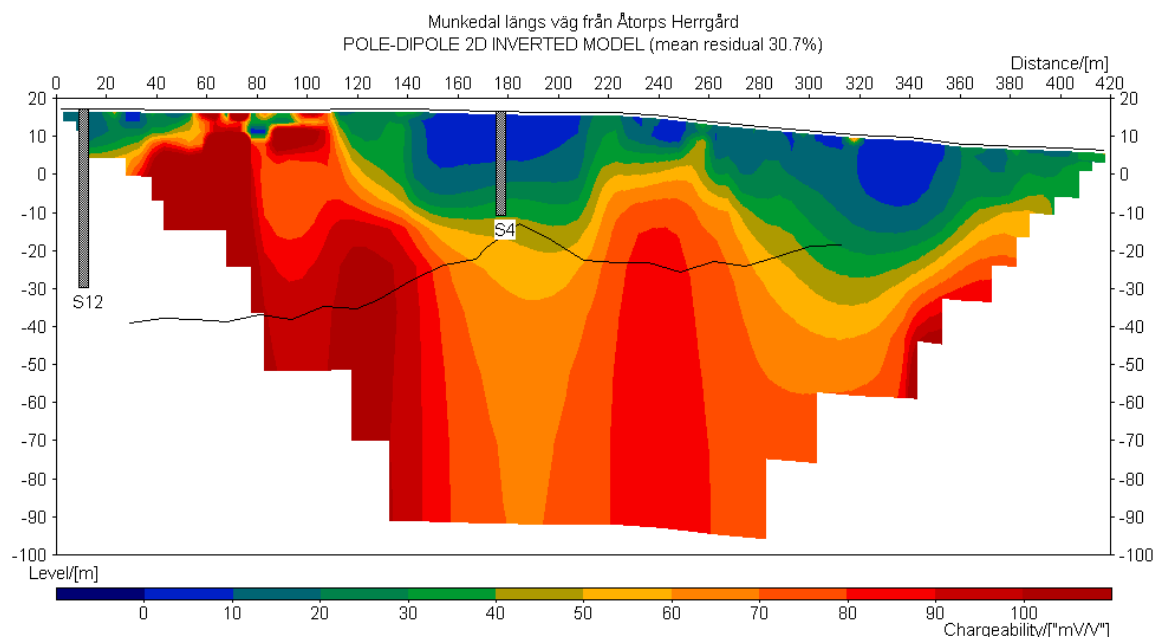
Alla tre IP profilerna (*Figur30 – Figur32*) visar tydligt ett övre lager med liten uppladdningsförmåga, oftast mindre än 10 mV/V, i delar av området. Detta lager har oftast en tjocklek på 5 – 15 m. Under detta lager finns, i delar av området, ett lager med större uppladdningsförmåga, mer än 60 mV/V. Det är värt att notera att de två profiler-



Figur 30 Tolkad IPsektion från inversion med L1-norm av data från pol-dipolmätning på linje 1 Munkedal med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



Figur 31 Tolkad IPsektion från inversion med L2-norm av data från Wenner-Schlumbergermätning på linje 1 Munkedal. Mörka partier i sonderingarna indikerar sensitiviteter under 50, ljusa partier sensitiviteter mellan 50 och 100 och ljusa partier med prickar sensitiviteter över 100.



Figur 32 Tolkad IPsektion från inversion med L1-norm av data från pol-dipolmätning på linje 2 Munkedal med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar.

na med hög djupnedträngning har mycket höga modellresidualer (dålig modellpassning). Detta gör att en viss försiktighet bör tillämpas för den geologiska tolkningen av dessa profiler.

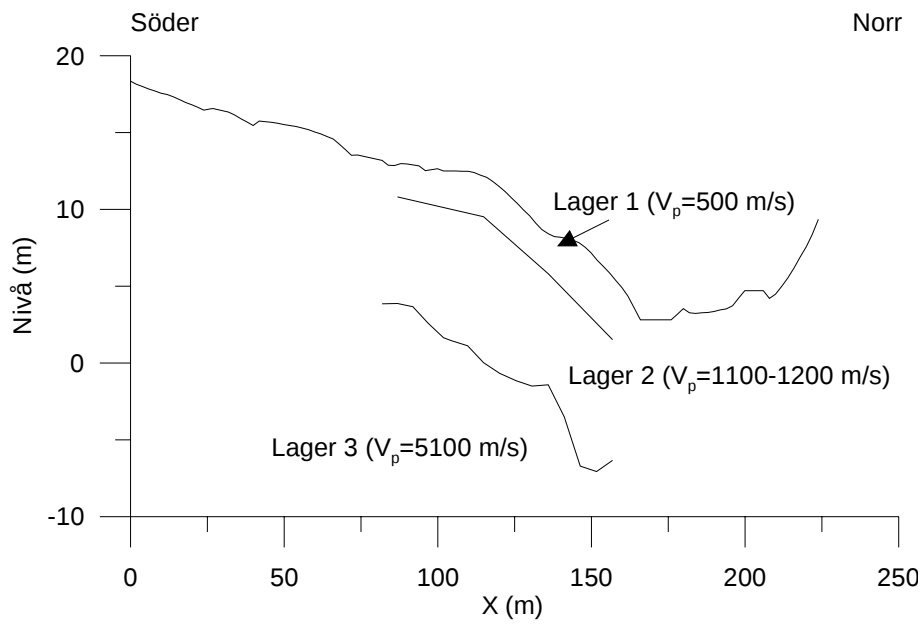
Det finns en tydlig korrelation mellan resultaten från resistivitmätningarna och IP mätningarna. Dock är uppladdningsförmågan i materialen bara delvis kopplad till resistiviteten i materialen. Metoden behöver utvecklas och utvärderas ytterligare innan en komplett geologisk tolkning kan göras. Det översta lagret med låg uppladdningsförmåga beskriver bitvis relativt väl det lager med siltiga sediment som överlagrar leran i området. I den högupplösande sektionen (Figur 31) finns två vertikala strukturer med hög uppladdningsförmåga.

Vagnhärad

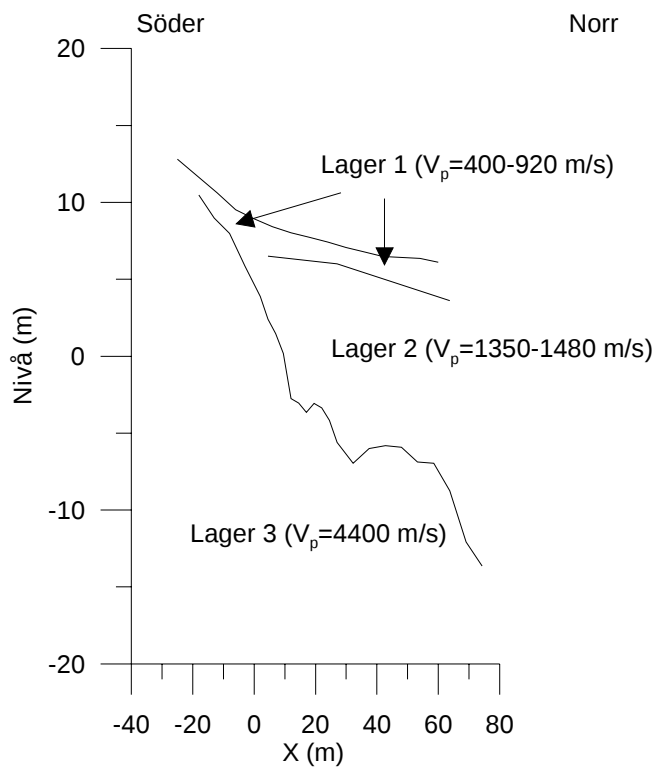
Refraktionsseismik

I resultaten från de refraktionsseismiska mätningarna i Vagnhärad observeras tre lager. Det första lagret är ett låghastighetslager, $V_p = 330 - 950$ m/s, med upp till 3 m tjocklek. Det andra lagret har en tjocklek på 5 – 17 m och något högre hastigheter, $V_p = 1040 - 1700$ m/s (Se Figur 33 till Figur 37). För det understa lagret har höga hastigheter observerats, $V_p = 3900 - 5100$ m/s.

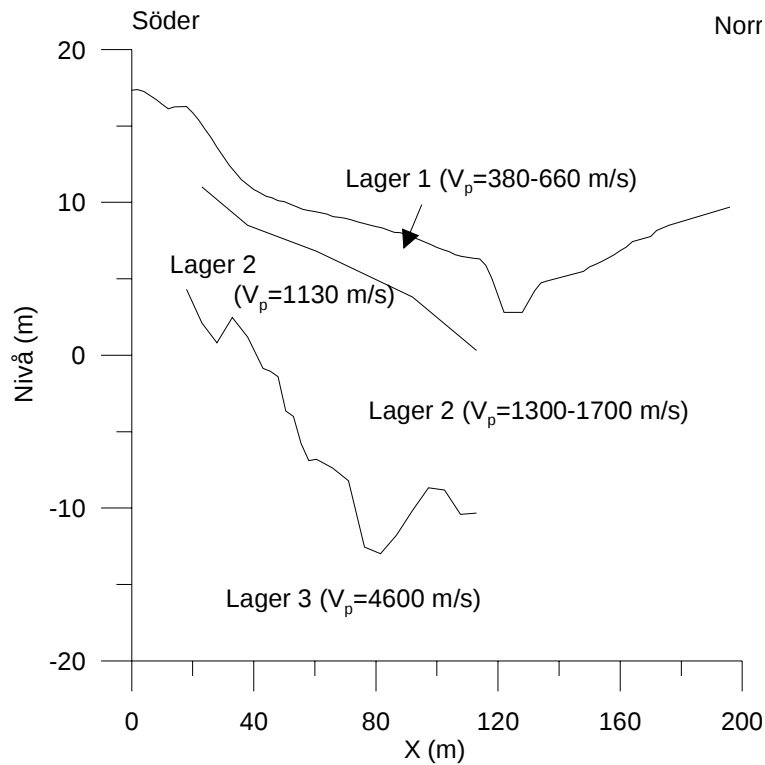
Det övre lagret har låga hastigheter som motsvarar icke vattenmättad finkornig jord och består till största delen av det fyllnadsmaterial som finns i området. Det andra lagret uppvisar i huvudsak typiska hastigheter för vattenmättad lera och silt och omfattar den lera, ibland siltig, som med geotekniska sonderingar observerats ha en tjocklek på upp till 14 m (Andersson et al, 1998). Under lerlagret finns ett lager friktionsjord. Detta lager kan inte registreras med refraktionsseismik då det är ett dolt lager, som kan ha antingen för liten märk-



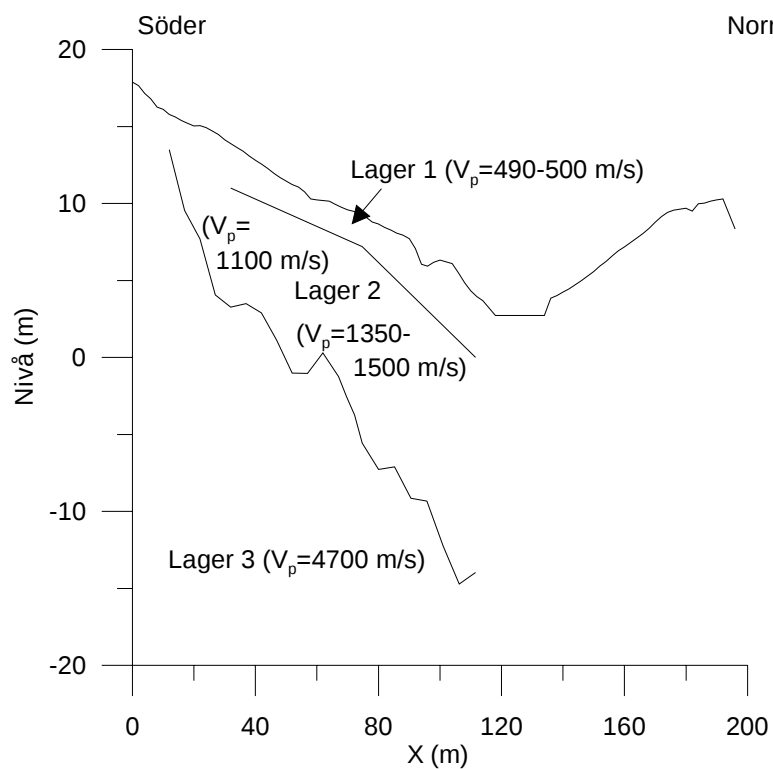
Figur 33. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 1 Vagnhärad.



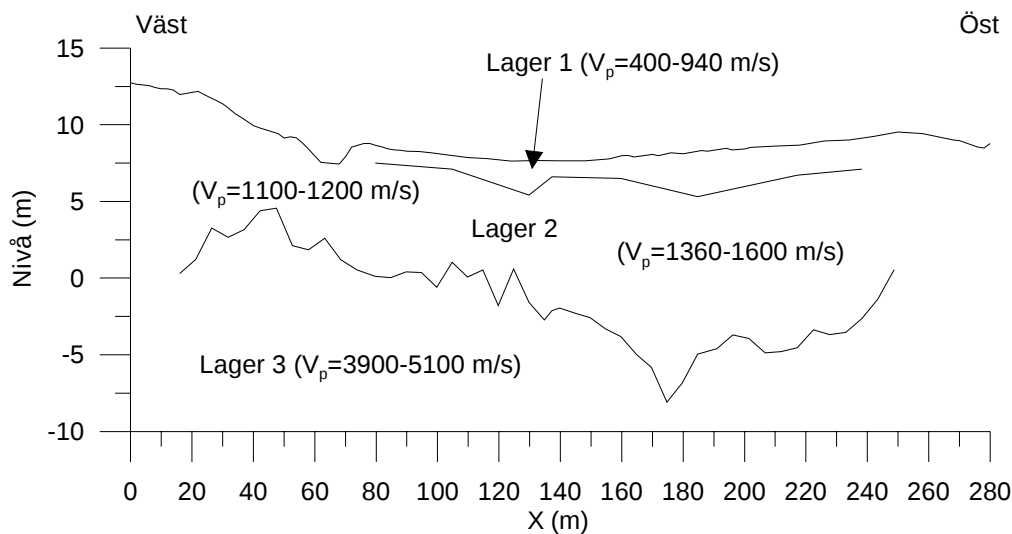
Figur 34. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 2 Vagnhärad.



Figur 35. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 3 Vagnhärad.



Figur 36. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 4 Vagnhärad.



Figur 37. Tolkad refraktionsseismisk sektion för linje 5 Vagnhärad.

tighet och/eller en hastighet som ligger nära hastigheten för lagret ovanför. De tolkade gånghastigheterna där under är över 3900 m/s vilket motsvarar hårt berg.

Ytvågsseismik

De ytvågsseismiska resultaten presenteras som v_s - och v_p -profiler. Dessutom presenteras skjuvhållfastheter, τ_{fu} , överslagsmässigt bestämda enligt det tidigare nämnda empiriska sambandet. Värdena $w_L = 60\%$ och $\rho = 1.7 \text{ t/m}^3$ har använts vid denna bestämning, [Figur 38-49](#).

Generellt har relativt låga men för materialet rimliga S-vågshastigheter uppmäts längs samtliga fyra linjer. S-vågshastigheterna ökar mot djupet och mot linjernas södra ände. De tolkade hastigheterna indikerar jordmaterial i intervallet lera – morän, se [Figur 13](#). Djupnerträngningen är i allmänhet ca 15 m. Längs linje 5 har dock data kunnat utvärderas till ca 20 m.u.m.y. längs ca halva linjen. I de södra delarna av de N-S-linjerna är djupnerträngningen 25 – 30 m.

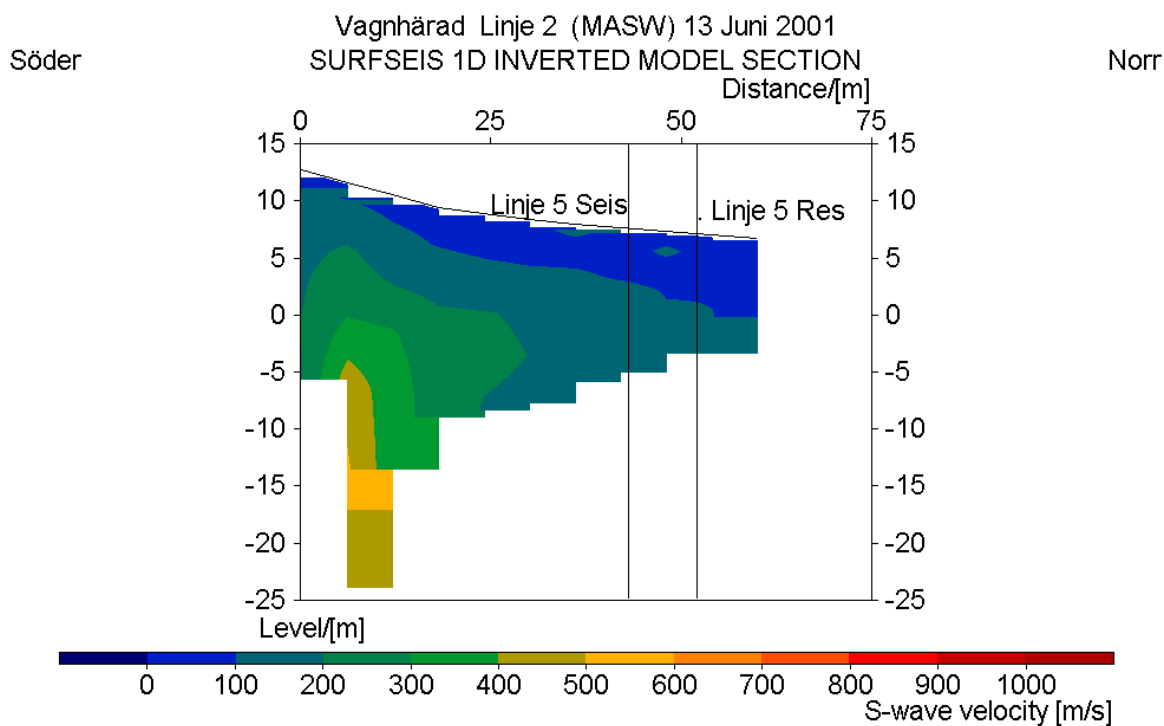
P-vågshastigheterna som tolkats från den ytvågsseismiska mätningen indikerar även de enbart jordmaterial. Den förväntade bergytan låter sig inte utvärderas.

Vid en jämförelse mellan de tolkade P-vågshastigheterna från ytvågsseismik och refraktionsseismik ses en klar skillnad. Sannolikt indikerar den nedre refraktorn i refraktionsseismiken bergytan. I de ovanliggande hastigheterna ligger i spannet 1100 – 1500 m/s, vilket är i gränstrakterna kring P-vågshastigheten i vatten (1300-1400 m/s). Då materialet är vattenmättat och portalet stort, påverkar vattenhastigheten i hög grad även om P-vågshastigheten i jordmaterialets fasta fas skulle vara mycket annorlunda.

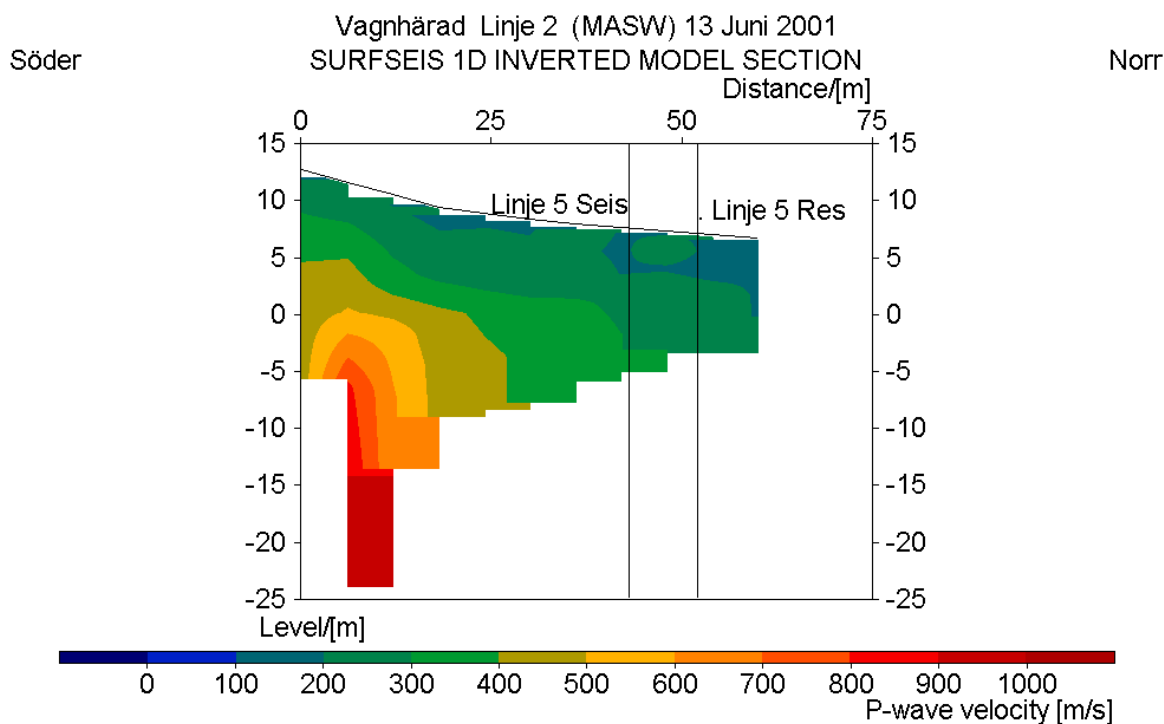
I utvärderingsprogrammet SurfSeis (ytvågsseismik) löser inversionsalgoritmen vågekvationen för S-vågshastigheten. P-vågshastigheten beräknas sedan enligt:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2-2\nu}{1-2\nu}}$$

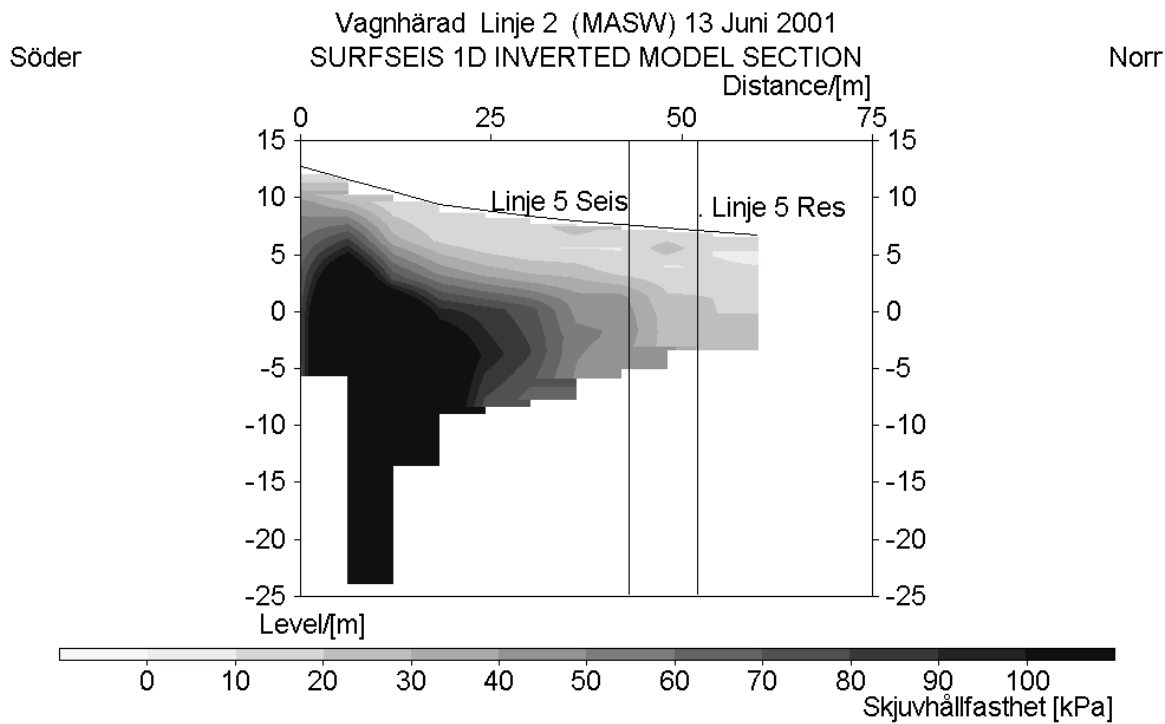
där ν ansätts till ett fixt värde som indata. I detta fall har värdet $\nu = 0.4$ använts. Valet av ν -värde påverkar i hög grad den utvärderade P-vågshastigheten.



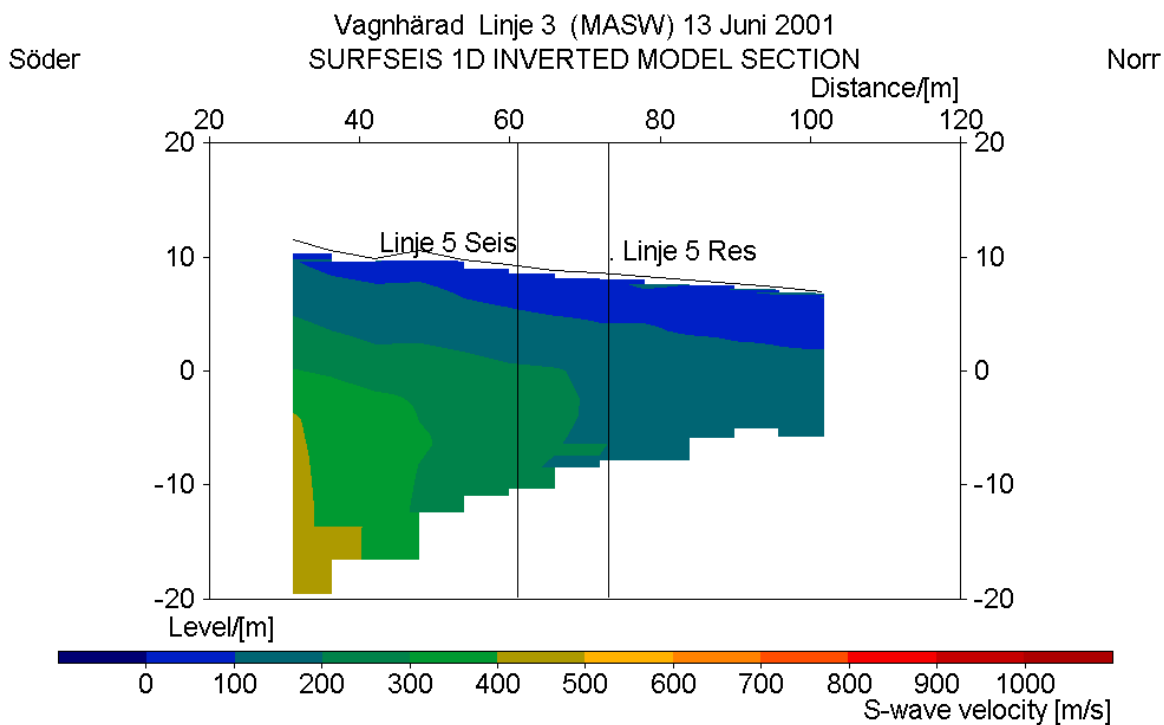
Figur 38. Tolkad ytvågsseismisk sektion för S-vågshastighet för linje 2 Vagnhärad.



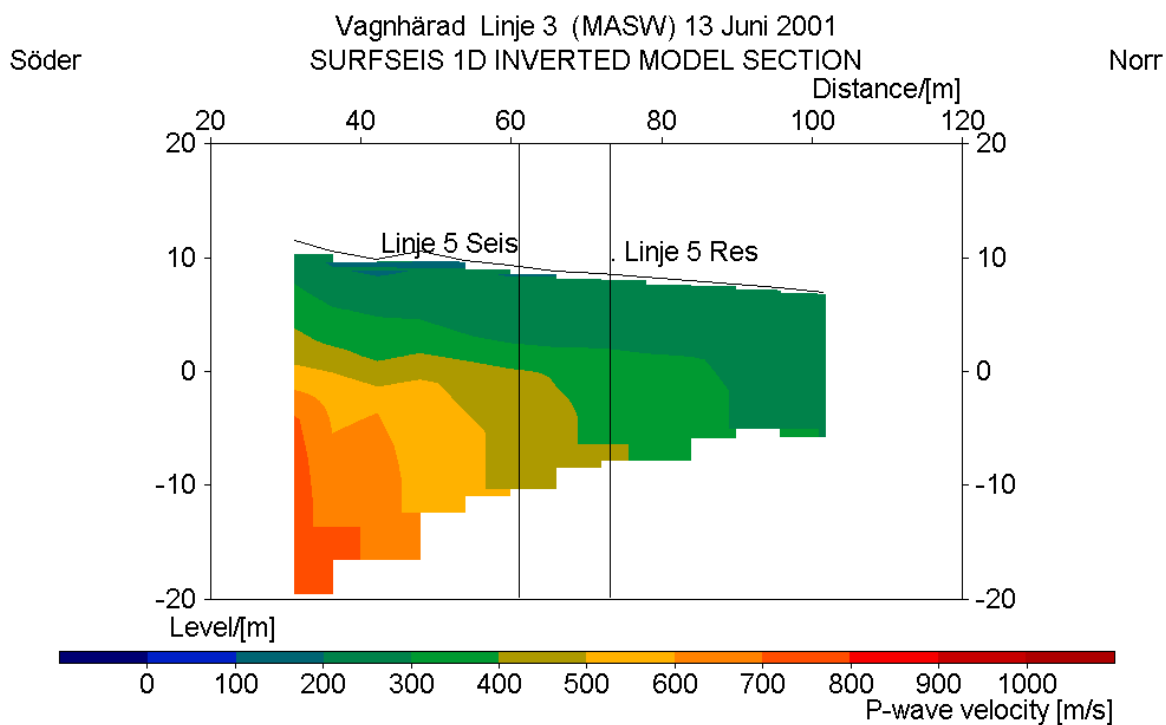
Figur 39. Tolkad ytvågsseismisk sektion för P-vågshastighet för linje 2 Vagnhärad.



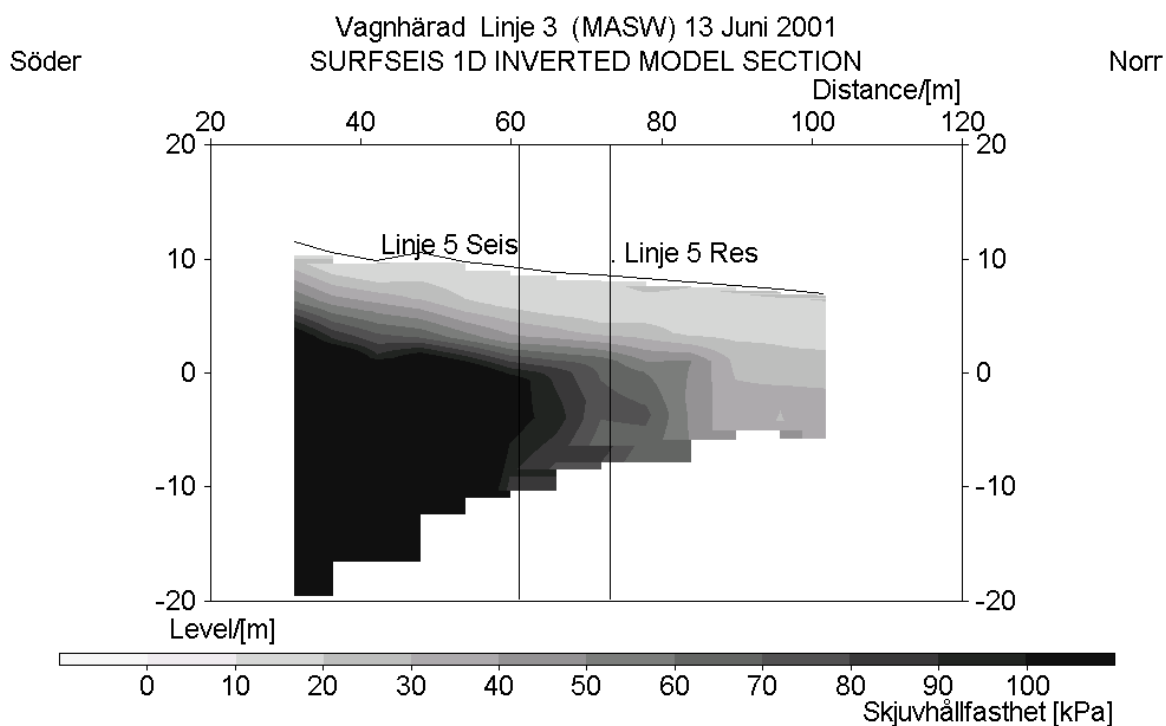
Figur 40. Tolkad ytvågsseismisk sektion för skjuvhållfasthet, c_v , för linje 2 Vagnhärad.



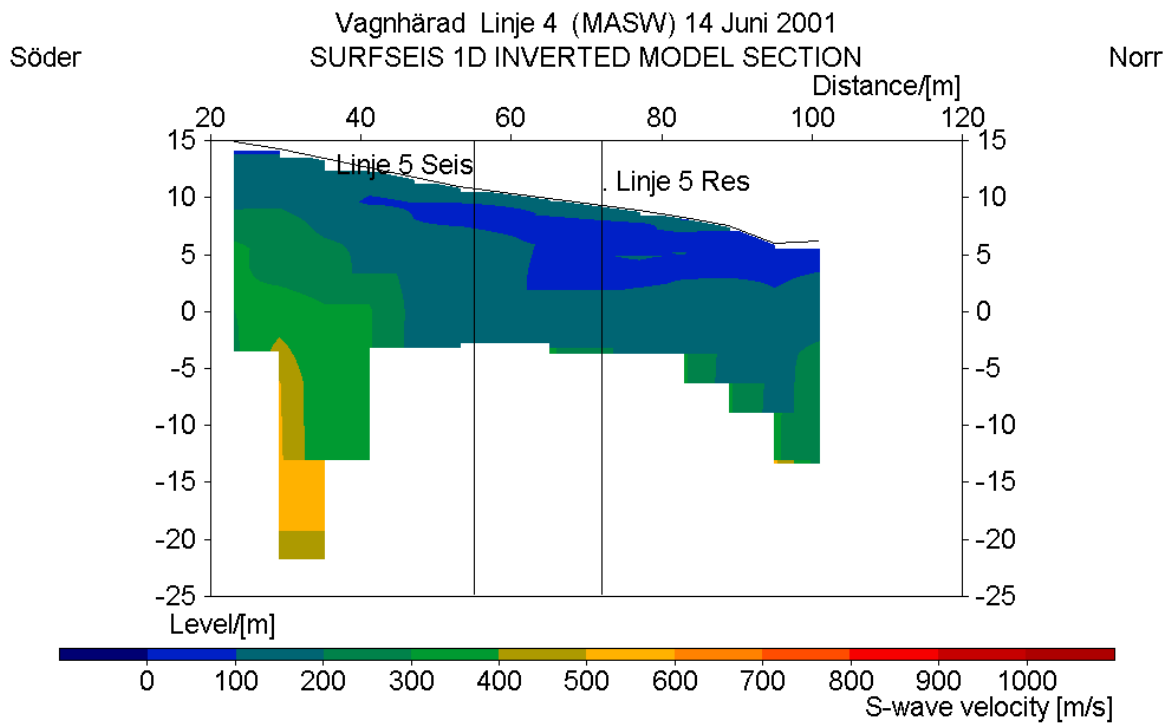
Figur 41. Tolkad ytvågsseismisk sektion för S-vågshastighet för linje 3 Vagnhärad.



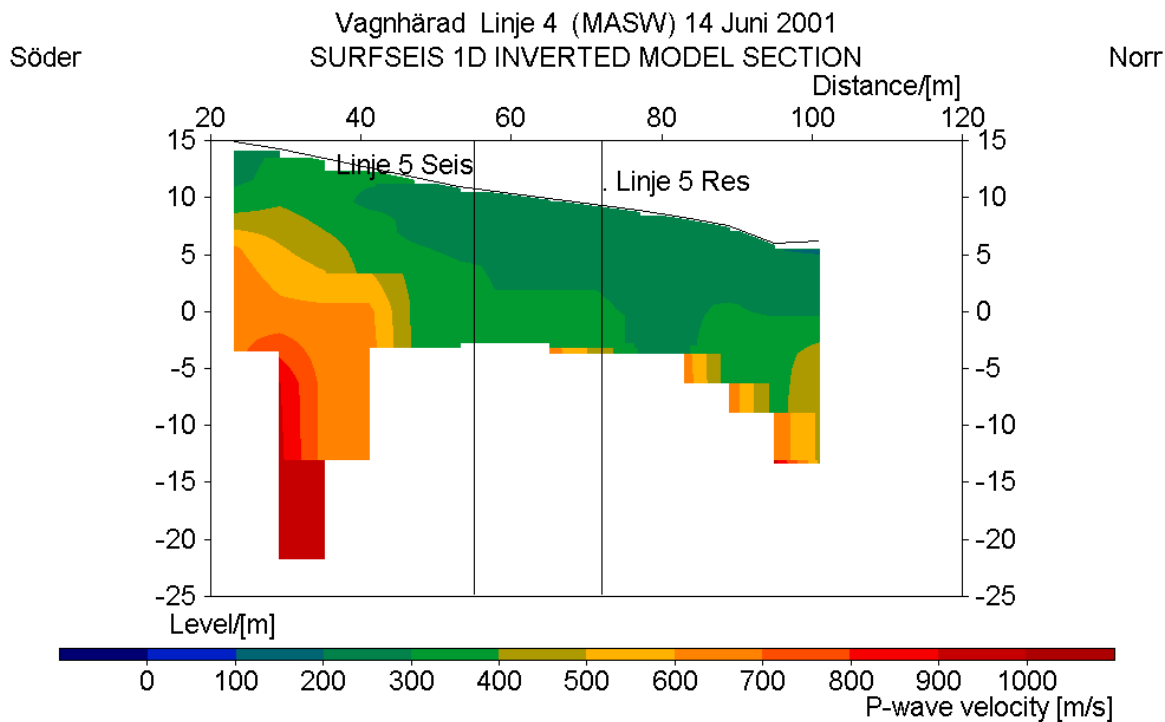
Figur 42. Tolkad ytvågsseismisk sektion för P-vågshastighet för linje 3 Vagnhärad.



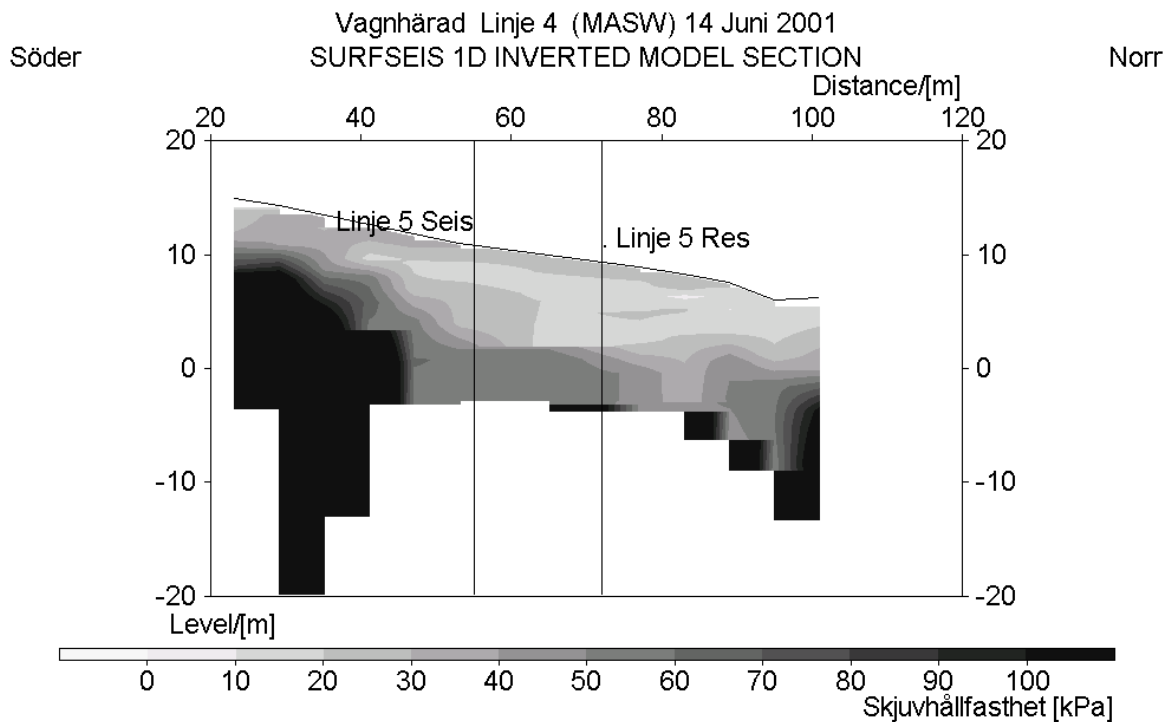
Figur 43. Tolkad ytvågsseismisk sektion för skjuvhållfasthet, c_u , för linje 3 Vagnhärad.



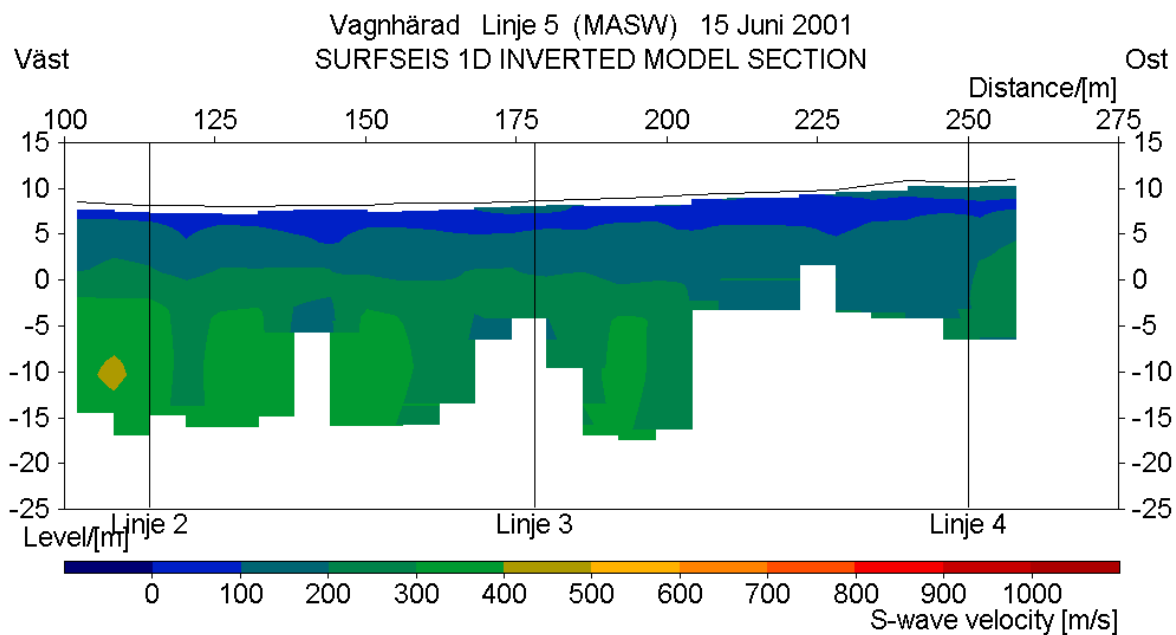
Figur 44. Tolkad ytvågsseismisk sektion för S-vågshastighet för linje 4 Vagnhärad.



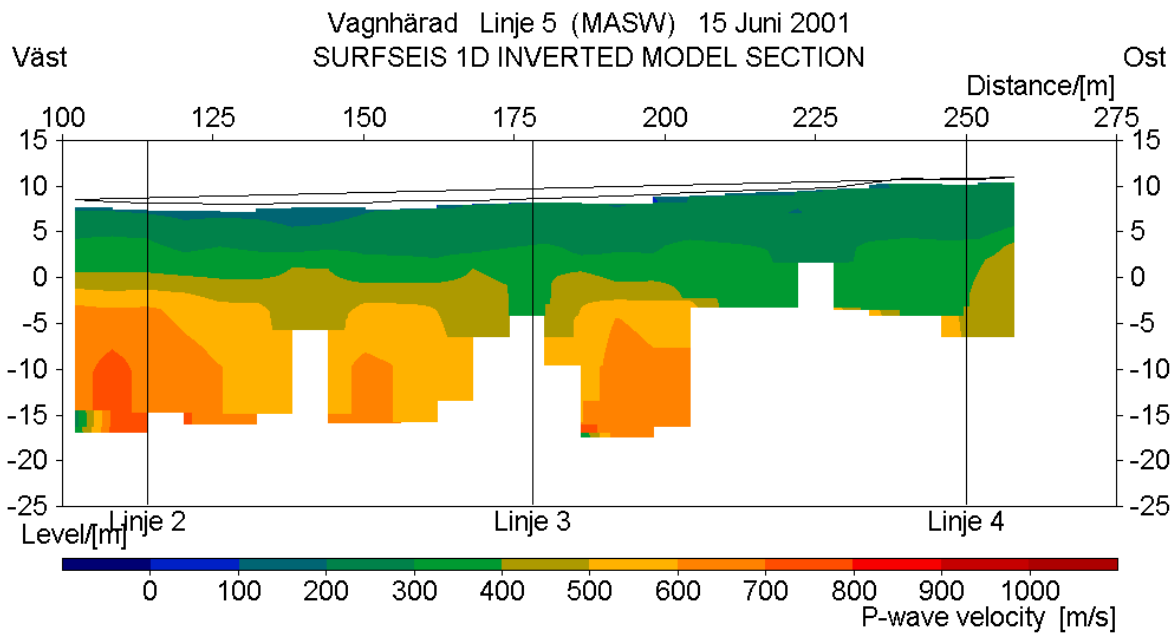
Figur 45. Tolkad ytvågsseismisk sektion för P-vågshastighet för linje 4 Vagnhärad.



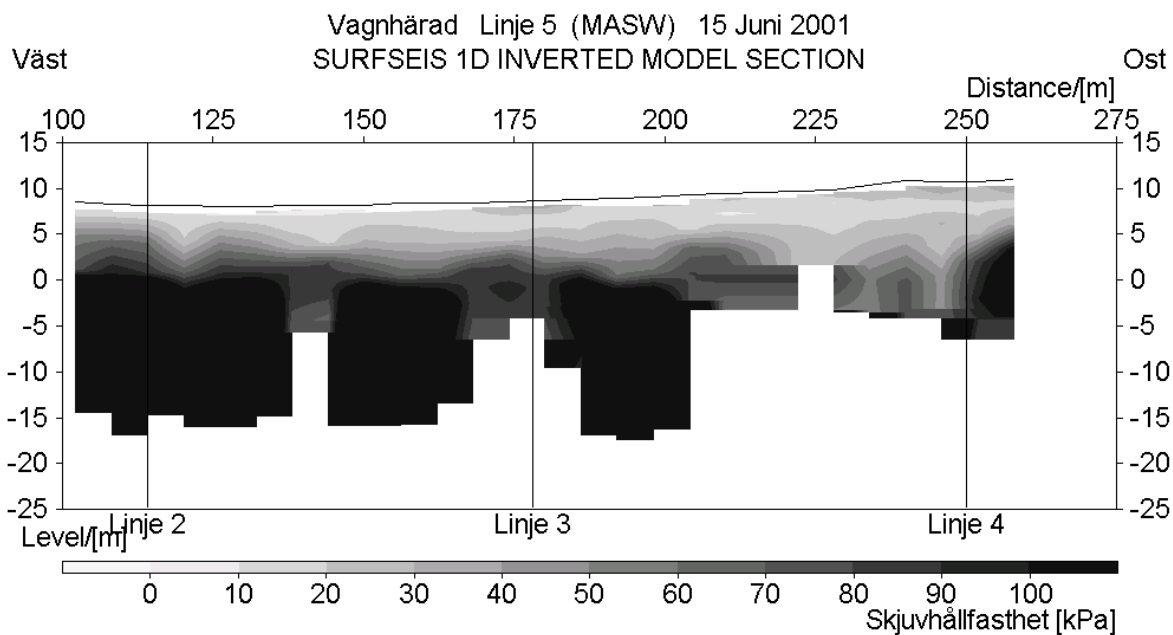
Figur 46. Tolkad ytvågsseismisk sektion för skjuvhållfasthet, c_v , för linje 4 Vagnhärad.



Figur 47. Tolkad ytvågsseismisk sektion för S-vågshastighet för linje 5 Vagnhärad.



Figur 48. Tolkad ytvågsseismisk sektion för P-vågshastighet för linje 5 Vagnhärad.



Figur 49. Tolkad ytvågsseismisk sektion för skjuvhållfasthet, c_v , för linje 5 Vagnhärad.

I *Figur 40, 43, 46 och 49* presenteras skjuvhållfasthetsprofiler. I den södra delen av respektive linje, dvs uppe i slänten, överensstämmer de framtagna värdena relativt väl med de som uppmätts tidigare ner till djupet ca 10 m. Längre ner i slänten blir tolkningen mer osäker. Detta kan bero på att man här kommer in i partier med mer omrörda rasmassor, vilka delvis stabiliserats med kalkpelare. Tidigare erfarenheter med ytvågsseismik i Sverige, utförd med SASW-teknik (Spectral Analysis of Surface Waves) har visat på god tillförlitlighet i homogen lera med gradvis ökande hållfasthet mot djupet, som i detta fall, (Svensson och Möller 2001). Tolkningen av skiktad jord och underliggande skikt är mer osäker.

Undersökningen i Vagnhärad är utförd med MASW-teknik, där den stora skillnaden jämfört med SASW-teknik är att 24 st geofoner istället för 2 st geofoner används. Detta medför främst en större säkerhet vid bedömning av vad som är ytvågen. Dessutom erbjuder också MASW-tekniken en betydligt bättre programvara för tolkning av data.

Längs linje 5 ökar den utvärderade skjuvhållfastheten markant på djupet ca 10 m med undantag av vissa avsnitt. Denna nivå överensstämmer väl med den refraktor som från refraktionsseismiken tolkats som bergnivå.

Resistivitet och inducerad polarisation (IP)

Resistivitetsmätningarna i Vagnhärad uppvisar utefter korta delar av profilerna ett övre lager med resistiviteter upp till ca 500 Ωm och en tjocklek på upp till ca 2 m. På ett ställe i linje 4 har detta lager resistiviteter över 1500 Ωm och en tjocklek på ca 5 m. Under detta lager återfinns ett lågresistivt lager, upp till ca 70 Ωm , med en tjocklek på ca 5 – 15 m. Under detta lager är det en glidande övergång till ett lager med resistiviteter på flera tusen Ωm . (*Figur 50 – 53*)

De övre lokala och högresistiva skikten indikerar icke vattenmättad jord, vilket kan förekomma i partier av torrskorpa och grövre fyllnadsmassor. Läget för det största av dessa lokala lager i linje 4 sammanfaller med läget för banken för gång- och cykelvägen, som i sin tur ligger på ett kalkpelarförstärkt parti. Den övre delen av kalkpelare är

ofta icke vattenmättade. En antydning till motsvarande resistivitetshöjning, som dock inte är lika uttalad återfinns i linje 3, där motsvarande vägbank och kalkpelarförstärkning finns. I linje 1 finns ett antal sådana mindre partier. Här passerar linjen två gång- och cykelvägar samt kalkpelarförstärkta partier. Exakt var alla kalkpelare står är inte känt, eftersom den första kalkpelarförstärkningen från 1982, som fick avbrytas, inte är närmare dokumenterad. Det lågresistiva lagret motsvarar den lösa leran och resistiviteterna på flera tusen Ωm motsvarar intakt berg. Vad som finns inom den glidande övergångszonen däremellan är svårare att uttolka, men det kan antas motsvara en glidande övergång från silt till sand, grus, morän och uppsprucken bergyta.

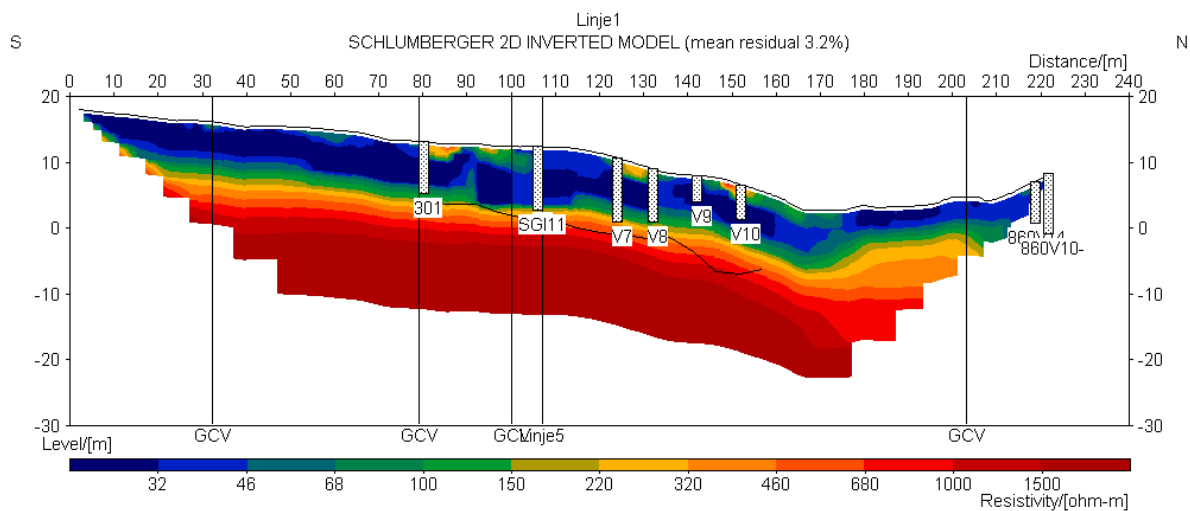
Linje 1 passerar över den kvarstående stålsporten. Eftersom linjen och sporten skär varandra nära nog vinkelrätt, blir inverkan av sporten inte så stor för utvärderingen i denna linje. Däremot går den västligaste delen av linje 5 parallellt med sporten, vilket synes ha påverkat utvärderingen påtagligt i denna del med alltför djupa utvärderade lågresistiva lager som följd.

Resultaten från IP mätningarna i Vagnhärad (*Figur 54 – Figur 56*) visar generellt en låg uppladdningsförmåga som ökar svagt nedåt, 0 – 20 mV/V. De zoner med högre uppladdningsförmåga som finns i linje 3 har troligen ingen koppling till geologin utan beror sannolikt på effekter från konstgjorda objekt i marken eller mätstörningar.

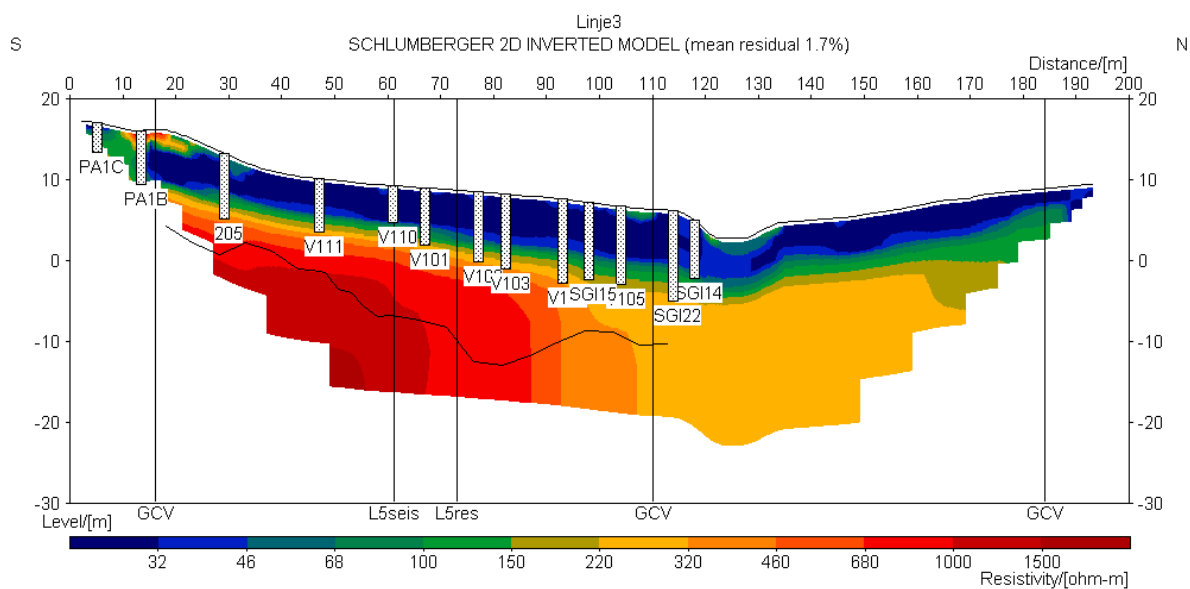
Att uppladdningsförmågan ökar nedåt i profilerna beror sannolikt på att berggrunden har något högre uppladdningsförmåga än sedimenten.

Integrerad tolkning

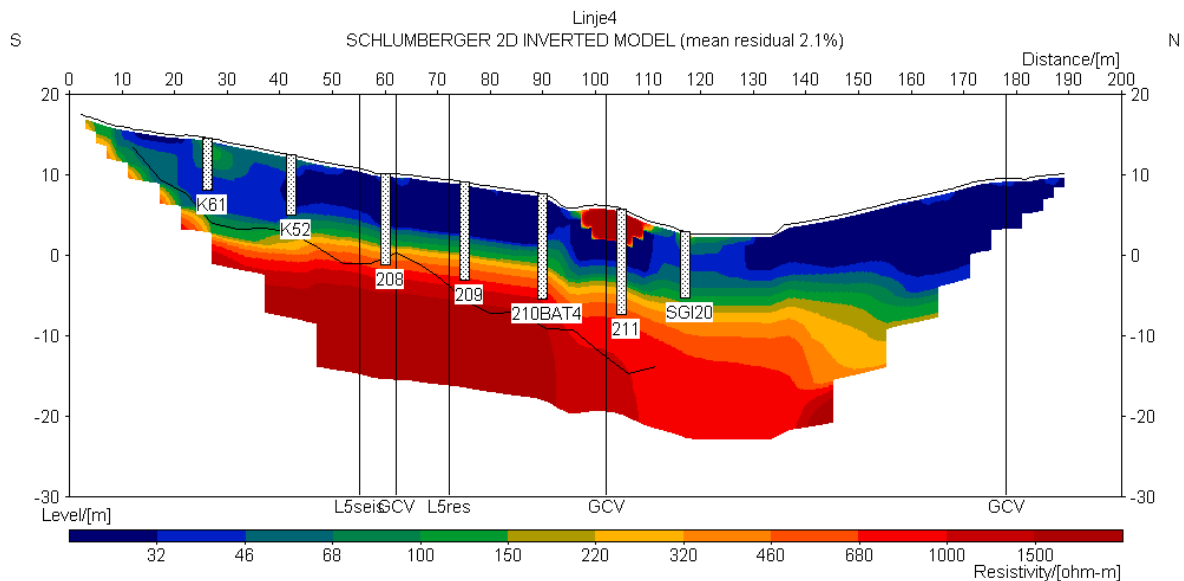
Resistivitetsmätningarna i Vagnhärad beskriver relativt väl tjockleken på det lerlager som finns i området. Den glidande övergången mot höga resistiviteter, som tolkas som berggrund, kan vara en indikation på det lager med friktionsmaterial som finns mellan leran och berggrunden. Tillsammans med de refraktionsseismiska mätningarna finns det eventuellt en möjlighet att uttala sig om detta sedimentlager men ingenting kan sägas med säkerhet utan tillräckligt detaljerad referensdata, vilket saknas eftersom de geotekniska sonderingar



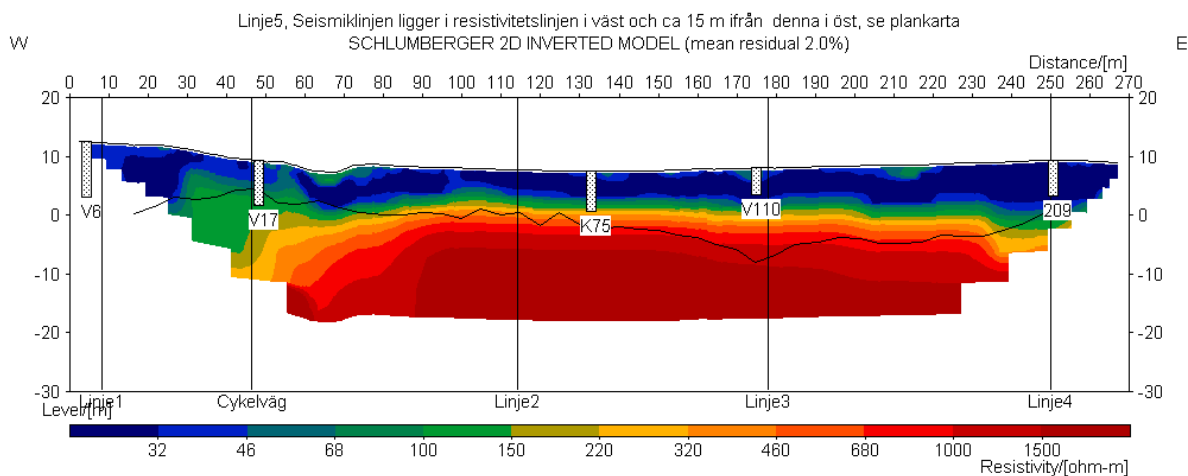
Figur 50. Tolkad resistivitssektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 1 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



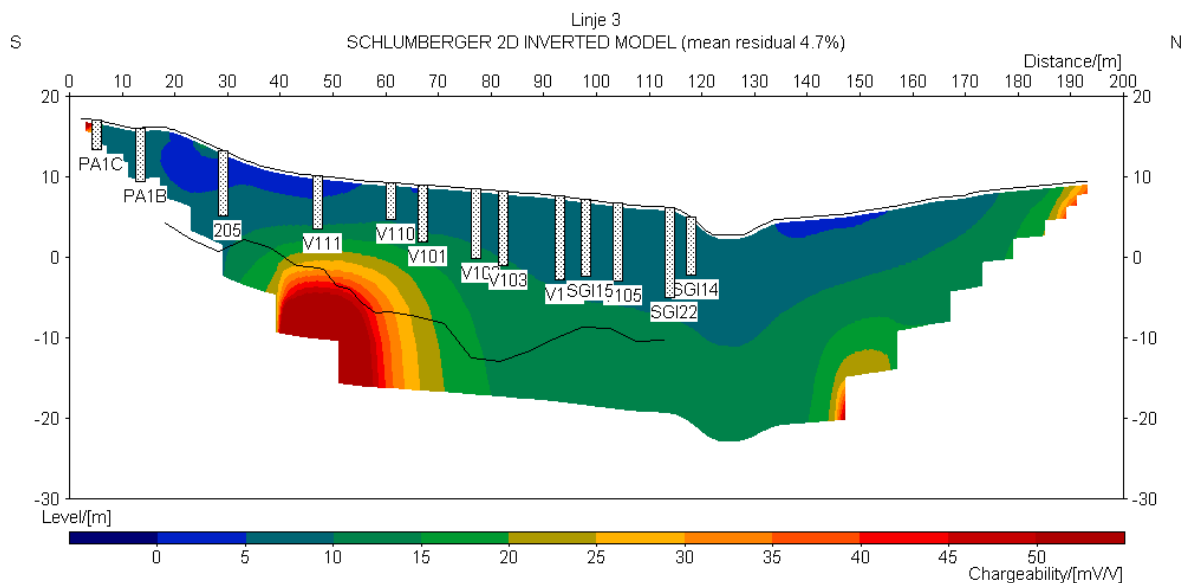
Figur 51. Tolkad resistivitssektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 3 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



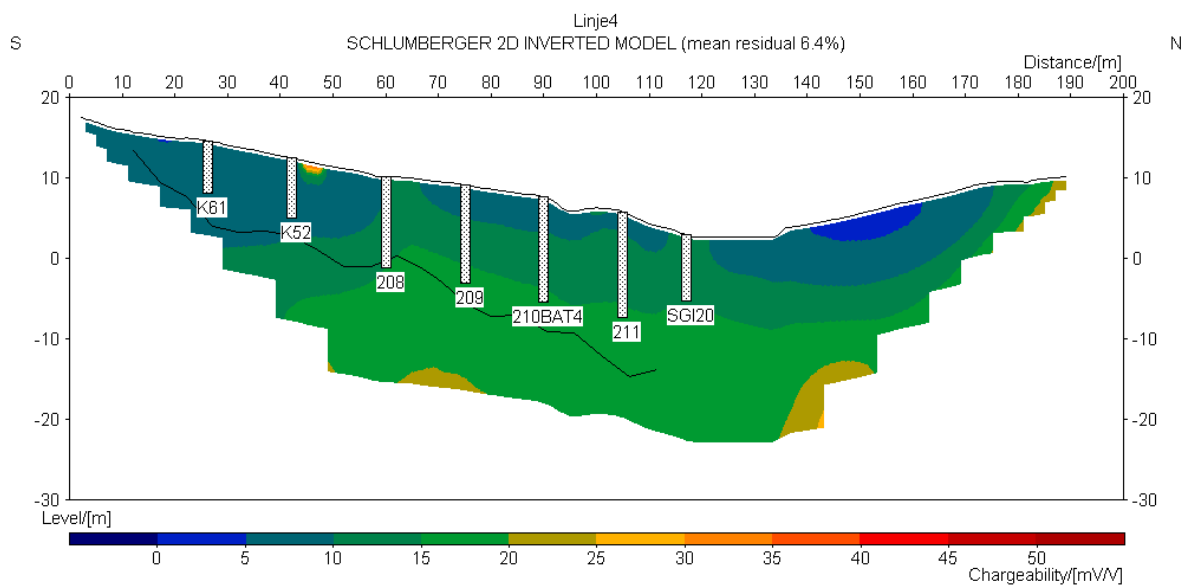
Figur 52. Tolkad resistivetssektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 4 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



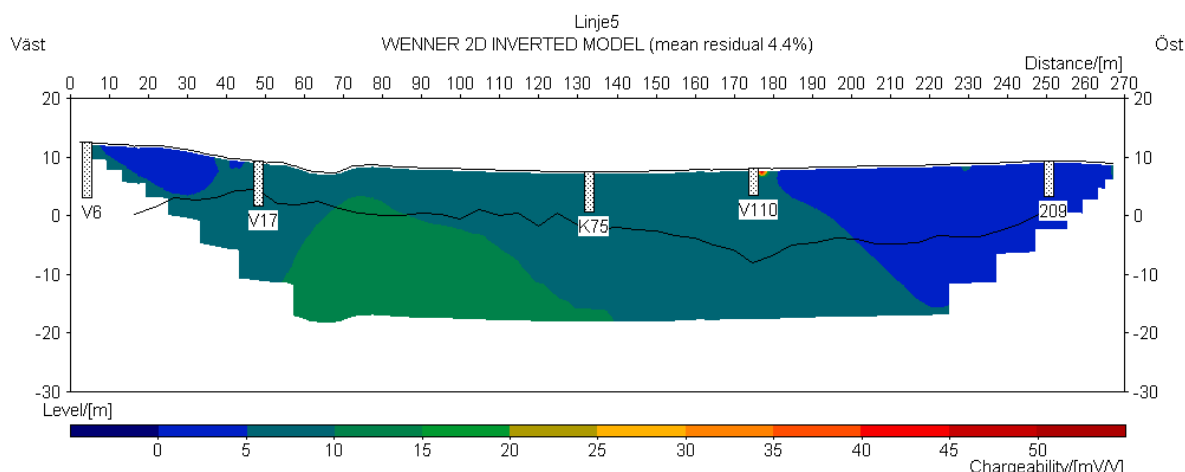
Figur 53. Tolkad resistivetssektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 5 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



Figur 54 Tolkad IPsektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 3 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



Figur 55. Tolkad IPsektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 4 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.



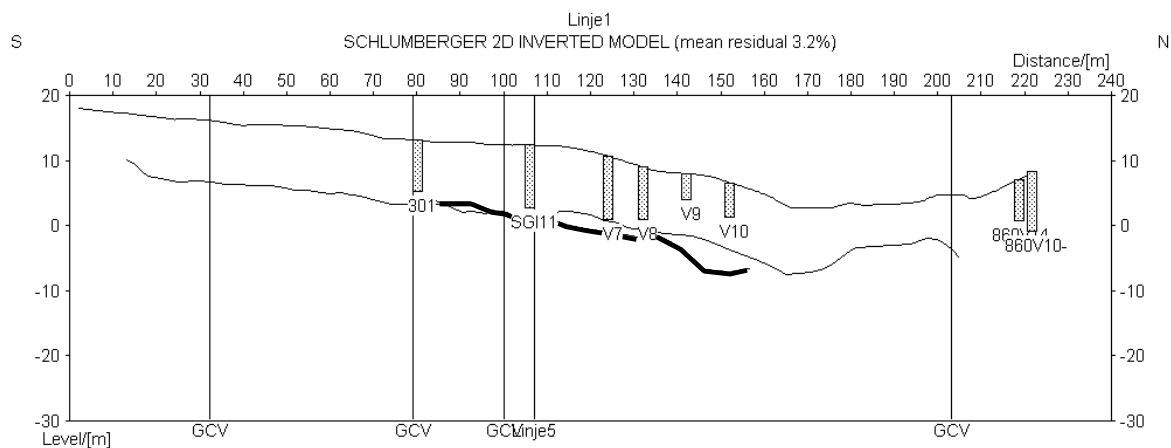
Figur 56 Tolkad IPsektion från Wenner-Schlumbergermätning på linje 5 Vagnhärad med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik och närliggande sonderingar inlagda.

som utförts i området ej beskriver detta. Ett försök har gjorts till en tolkning av detta lager (Figur 57 – 60). I dessa sektioner visas den refraktor från refraktionsseismiken som beskriver bergytan mot 220 Ωm -nivån i resistivitetsmodellerna. Denna resistivitetsnivå är helt subjektivt vald för att den verkar beskriva gränsen mellan lagret med lera och silt och underliggande grövre material på ett bra sätt, medan resistivitetsmetoden har problem med bestämning lagret med friktionsjord eftersom detta har en resistivitet som gradvis övergår från den för lera till den för berget.

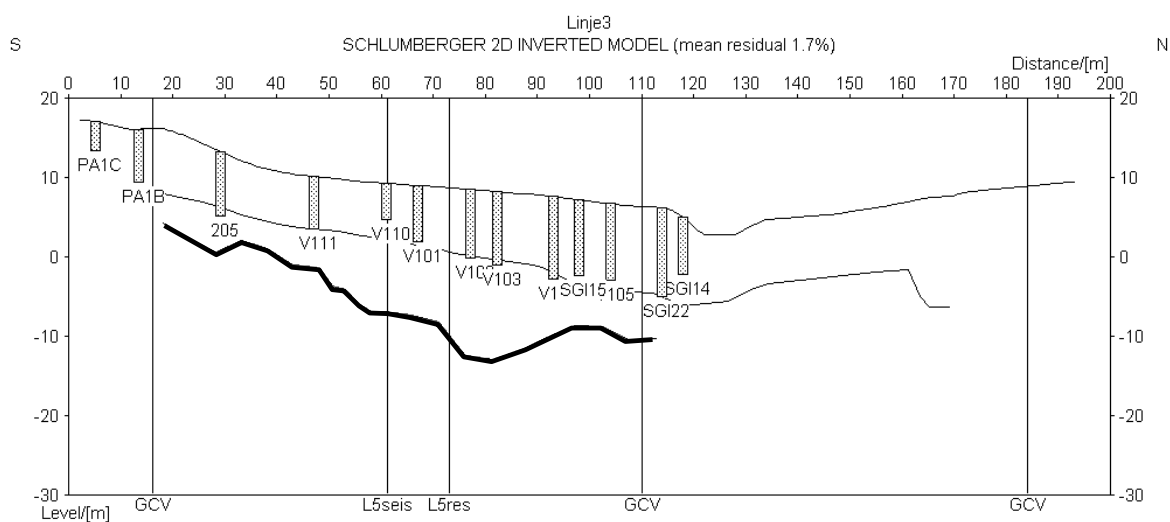
Eftersom friktionsjordslagret mellan lera och berggrund tycks vara ett dolt lager för refraktionsseismiken beskriver den undre refraktorn troligtvis berggrunden. För resistivitmätningarna är det inte troligt att lera ger upphov till resistiviteter högre än 220 Ωm . I själva lera torde den ligga betydligt lägre och 220 Ωm -gränsen torde inkludera silten. Området mellan denna gräns och den undre refraktorn från seismiken skulle således kunna beskriva friktionsmaterialet i fråga. Det stora djup på detta lager som indikeras i linje 3 och 4, upp till omkring 10 m, kan eventuellt förklaras av en bergartskontakt eftersom bergets resistivitet skiljer sig åt betydligt i de olika delarna av sektionerna. Om så är fallet kan ett större jorddjup tänkas vara orsakat av uppsprickning i bergets övre del som lett till ett verkligt ökande jord-

djup, men där den övre uppspruckna delen av berget också påverkar resultatet. Tolkning bör därför endast användas som en indikation på att lagret med friktionsmaterial och uppsprucken bergyta är något tjockare i de sektioner där skillnaden mellan de två gränserna är stor.

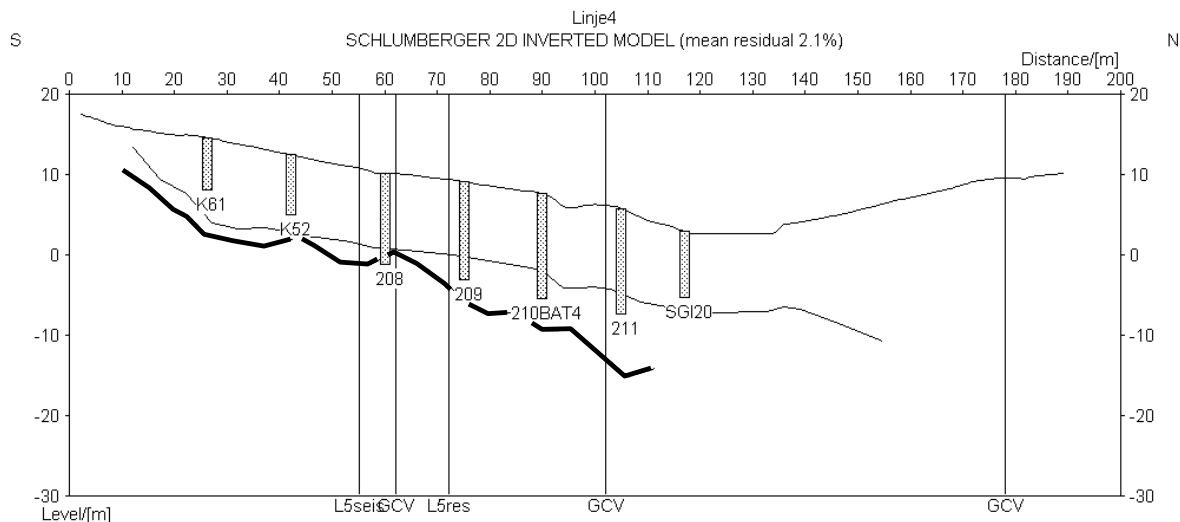
Utefter den västra delen av linje 5 löper som nämnts en stålspont parallellt med linjen. Stålsponten korsar linje 1 ca 90 – 100 m från dess södra ände. Detta är den troliga orsaken till att resistivetsmodellen för linje 5 och till viss mån linje 1 utefter denna sträcka har låga resistiviteter även mot djupet och inte överensstämmer med refraktionsseismiska data, (Figur60 och Figur57).



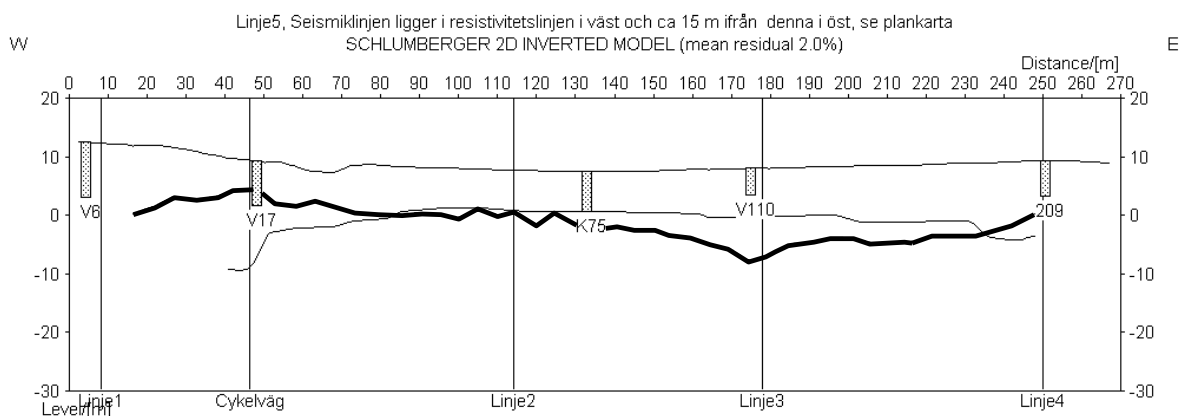
Figur 57. Linje 1 med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik (tjock linje), närliggande sonderingar och 220 Ωm gränsen från Wenner-Schlumbergermätning (tunn linje).



Figur 58. Linje 3 med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik (tjock linje), närliggande sonderingar och 220 Ωm gränsen från Wenner-Schlumbergermätning (tunn linje).



Figur 59. Linje 4 med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik (tjock linje), närliggande sonderingar och 220 Ωm gränsen från Wenner-Schlumbergermätning (tunn linje).



Figur 60. Linje 5 med refraktor för tredje lagret från refraktionsseismik (tjock linje), närliggande sonderingar och 220 Ωm gränsen från Wenner-Schlumbergermätning (tunn linje). Notera att resistivitetsresultaten troligen är störda av stålsponten i början av linjen.

De geofysiska undersökningsmetodernas användbarhet vid släntstabilitetsutredningar

Sammanfattning av och kommentarer till resultaten

Av resultaten framgår klart att olika geofysiska undersökningar skulle ha varit till god hjälp för att undvika och åtgärda de problem som uppstod vid utredningarna i Munkedal och Vagnhärad och som tidigare beskrivits. En refraktionsseismisk, (eller alternativt reflektionsseismisk), undersökning i ett tidigt skede i Munkedal skulle givit besked om lerdjupens storlek. Detta skulle ha möjliggjort ett rationellare val av undersökningsmetoder och förhindrat felaktiga tolkningar av bergnivåer. I Vagnhärad skulle resistivitmätningar ha kunnat inbespara större delen av alla de sonderingar som utförts och ändå resulterat i en bättre jordmodell. En komplettering med refraktionsseismiska undersökningar skulle ha förbättrat tolkningen av det underliggande friktionsjordslagrets variation i tjocklek och vattenförande egenskaper. En komplettering med jord-bergsondering i ett fåtal punkter skulle ha förbättrat denna utvärdering ytterligare. De kontinuerliga linjer som erhöles ur undersökningarna antyder också att en något annorlunda modell för vattendelare, vattenföring och portrycksfördelning än den som användes i utredningen skulle använts och att sannolikheten för höga portryck i den del av slänten där initialskredet gick förstärks ytterligare.

En exakt utvärdering av resultaten kan inte göras på grund av att viktiga referensdata saknas. Det går till exempel inte att bedöma hur väl refraktionsseismiken kan bestämma bergnivån eftersom det saknas borrhningar eller sonderingar som fastlagt denna. Det kan dock slås fast att det inte råder någon motsättning mellan de geofysiska metodernas indikationer på trolig bergnivå och de befintliga resultaten av geotekniska sonderingar och borrhningar. Tvärtom stöds de djup som indikeras av de geofysiska metoderna av de geotekniska undersökningarna på så vis att dessa inte nått ned till de indikerade djupen. De konturer för fast botten som antyds av sonderingarna har också i princip samma form som de bergytor som indikeras av de

geofysiska undersökningarna. Detta gäller i princip också för resistivitmätningarna i Vagnhärad.

Refraktionsseismiken gav i båda fallen två distinkta gränser; gränsen mellan lera och ovanliggande jord bestående av fyllning, torrskorpa eller svämsediment och gränsen mellan jord (inklusive eventuellt uppsprucket berg) och intakt berg. Dessa tolkade gränser motsvarar så långt som kan bedömas de verkliga förhållandena väl. Några vidare detaljer i lagerföljden kan inte urskiljas.

Resistivitmätningarna gav en bättre upplösning och mer detaljerad bild av de övre jordlagren. Nedträngningsdjupet är dock begränsat och i saltvattensavsatta jordar spelar variationer i salthalt större roll för resultatet än variationer i jordens kornstorlekssammansättning och densitet. Detta medförde att i Vagnhärad med dess brackvattensavsatta lera och begränsade jorddjup erhöles en mycket god bild av jordlagerfördelningen över området. Den främsta felkällan som störde utvärderingen var den kvarstående stålsporten. Denna är knappast en normal företeelse, även om denna typ av konstruktioner i jorden innebär en begränsning i metodens tillämplighet som bör observeras. Även andra konstruktioner som vägbankar och kalkpelare kunde spåras, men detta medför snarare en korrektare beskrivning av jordförhållandena.

I Munkedal, med dess mäktiga lager av saltvattensavsatt lera kunde gränsen mellan de övre svämsedimenten och leran bestämmas väl med resistivitmätningarna. På större djup synes salthaltsvariationerna i leran och andra tredimensionella effekter ha dominerat mätresultaten och någon bergnivå kunde inte detekteras ens i de mätuppställningar som gav den största djupnedträngningen. Resultaten från den uppställning som gjordes för att få största möjliga upplösning i den tolkade bilden gav en mycket god bild av de övre jordlagren, men nedträngningen räckte inte till att komma i närheten av bergytan ens inom det grundare partiet. Av resultaten att döma skulle metoden eventuellt kunna användas för att kartera kvick-

lereutbredning, men detta ingick inte direkt i detta projekt.

Resultaten i Vagnhärad indikerar också att en samkörning mellan refraktionsseismik och resistivitetmätning tillsammans med en kalibrering med CPT-sondering och jord-bergsondering är en användbar metod för att kartera friktionsjordslager mellan lera och berg.

Ytvågsseismisk teknik är under utveckling. Sedan något år tillbaka håller den tidigare 2-kanals SASW-metoden på att ersättas av den mer robusta 24(-96)-kanals MASW-metoden. Fördelen med ytvågsseismik jämfört med de andra metoderna är att resultaten säger något om hållfastheten i jordprofilen. Nedträngningsförmågan är dock begränsad och i Munkedal bedömdes redan på förhand att den var för dålig. I Vagnhärad erhöles en god bild av lerlagrens tjocklek och fasthet inom delar av sektionerna. I andra delar erhöles mer tveksamma resultat. Jorden utgjordes dock här av kraftigt omrörda rasmassor som delvis hade stabiliserats med kalkpelare. Eftersom skjuvvågshastigheterna i jorden beror på dess fasthet och att en god tolkning främst erhållits i homogena jordförhållanden med gradvis ökande fasthet mot djupet är resultaten knappast rättvisande för vad som skulle kunna erhållas vid undersökningar i mer naturlig jord. Erfarenheten av användning av MASW-teknik är fortfarande begränsad utanför Kansas Geological Survey (KGS), där metoden utvecklats, varför förbättringar i tolkningsmöjligheter förhoppningsvis kommer ske inom en snar framtid. Denna undersökning är en av de absolut första som utförts utanför KGS.

Beräkningen av markens mekaniska egenskaper med hjälp av ytvågsseismiska data kan förbättras avsevärt om det finns andra data som definierar geometrin, d.v.s. djup och avgränsningar på de olika jord- och berglagren. Det finns en mycket stor potential i att göra kombinerad tolkning, s.k. ”joint inversion” eller ”mutually constrained inversion” där data från olika geofysiska data vägs samman redan i den numeriska modelltolkningen. I exemplet Vagnhärad skulle en kombination förväntas kunna leda till en slutlig modell där resistivitetsdata avgränsat lerans utbredning, refraktionsseismiken kartlagt bergnivån och ytvågsseismiken

tack vare denna information från andra metoder ger en relativt god uppskattning av skjuvhållfastheten. Sådan programvara finns inte idag, men det finns embryon utvecklade vid olika universitet som kan göra delar av detta.

Kostnader för geofysiska undersökningar

Kostnaden för en geofysisk undersökning beror på en rad faktorer, men den viktigaste faktorn är i allmänhet mantiden. Detta innebär i sin tur att kostnaden är starkt beroende av terrängförhållandena, och det blir således billigare att genomföra en undersökning i plan öppen terräng än i kuperade skogbevuxna områden. Oftast kan tidsåtgången och därmed kostnaden hållas nere genom en god planering, och att beställaren ombesörjer markgarkontakter och utsättning, samt om så erfordras röjning längs undersökningslinjerna.

Kostnaden räknad per meter beror också på upplösningen, och en högupplösande undersökning utförd med 2 meter eller mindre mellan elektroder eller geofoner blir givetvis högre än om t.ex. 5 meters elektrod- eller geofonavstånd används. Det är vidare en stor fördel om man kan undvika att utföra undersökningarna under den mörkaste delen av året, eftersom det tar tid att etablera en mätlinje med alla kablar och elektroder eller geofoner som skall kopplas upp i terrängen, och med få ljusa timmar går en oproportionerligt stor del av den effektiva fältdagen åt till denna del av arbetet. Kostnaden per meter blir även beroende av ett uppdrags storlek, eftersom det alltid tillkommer en etableringskostnad, och konsulten kan arbeta effektivare per meter vid större uppdrag. Vidare beror det på hur höga kraven på upplösning är, eftersom ett större antal mätta datapunkter ökar upplösningsförmågan men kostar tid. Nedanstående kostnadsuppskattningar är baserade på muntliga uppgifter från några av de konsulter i branschen som erbjuder dylika mättjänster, och skall ses som en ungefärlig vägledning till var kostnadsnivån kan ligga snarare än fasta priser.

En geofysisk undersökning med resistivitets- eller refraktionsmetoden kräver i allmänhet två personer i fält, och under normala omständigheter kan man hinna mäta 300-1000 meter per dag beroende på metod, terräng och önskad upplösning. Resisti-

vitetsmätning enligt standardutförande kan under gynnsamma förhållanden kosta knappt 40 kronor per meter med 2 meters elektrodavstånd, men ofta kan det hamna på 50-60 kronor per meter och i besvärliga fall mera. Till detta kommer en etableringskostnad i storleksordningen 10-15000 kronor. Vid resistivitetsundersökning med 5 meters elektrodavstånd kan kostnaden per meter sjunka ned mot 25 kronor i gynnsamma fall, medan det kan bli uppemot det dubbla i svår terräng. Dessa kostnader är beräknade inklusive standardprocessering av data och en kortfattad datarapport.

Refraktionsseismisk mätning är generellt sett något dyrare än resistivitetsundersökning, med ungefärliga priser kring 35-40 kronor/meter vid 5 meters geofonavstånd. Etableringskostnad tillkommer.

Ytvågsseismik med MASW-metoden är ännu inte en etablerad teknik, men kostnaden torde bli högre än refraktionsseismik på grund av mera tidsödande arbetsprocess. Med mer erfarenhet av och kunskap om både fältmätning och utvärdering kommer sannolikt kloka kombinationer av geofonuppställning och skottpunkters placering kunna medföra att kombinerade refraktions- och ytvågsseismiska mätningar kan göras. Därmed kan tids- och kostnadseffektiviteten förbättras.

Inducerad polarisation är inte heller en standardteknik för ingenjörs- och miljötillämpningar i dagsläget, och fältmätningarna blir mycket tidsödande, och därmed kostsamma, med dagens kommersiellt tillgängliga mätinstrument. Vidare finns svagheter beträffande datakvaliteten för dessa instrument. Det är dock troligt att det inom de närmaste åren kommer ske en stark utveckling så att IP-mätning kan bli en tids- och kostnadseffektiv undersökningsteknik.

Fördelar och begränsningar för olika geofysiska undersökningar

En av begränsningarna för resistivitets-/IP-metoden är att undersökningarna försvåras eller i värsta fall omöjliggörs vid hårdgjorda ytor. I många fall är det dock möjligt att borra hål genom t.ex. ett asfaltskikt och hälla i exempelvis en bentonitblandning i hålen innan elektroderna anbringas, men undersökningen blir givetvis dyrare på det

viset. Torra och därmed högresistiva ytskikt kan också ställa till bekymmer genom att det är svårt att etablera tillräckligt god elektrisk koppling, d.v.s. elektrodkontakt med marken, och det därmed blir svårt att skicka tillräckligt mätström med dåliga signal-brusförhållanden som följd. Detta kan i många fall till betydande del åtgärdas genom vattning av elektroderna. Tjälning av jorden kan likaså göra det svårt att få god kontakt med marken, men kan elektroderna bara fås att penetrera genom det tjälade skiktet medför det ingen nämnvärd störning på mätdata.

Tjälad jord är däremot en allvarlig begränsning vid refraktionsseismiska undersökningar, eftersom metoden kräver att hastigheterna ökar mot djupet. Detta är också ett problem för hårdgjorda ytor, och vid jordlagerföljder där lager med lägre tryckvågshastighet underlagrar lager med högre hastighet. Denna begränsning gäller inte ytvågsseismik eller reflektionsseismik som alltså kan utföras även på hårdgjorda ytor. Dålig koppling till marken kan vara en allvarlig begränsning för refraktions- och reflektionsseismiska metoder, vilket typiskt uppstår i lösa torra jordlager såsom t.ex. sand eller fyllnadsmassor. Detta innebär att det är svårt att få ut energin från den alstrade pulsen i marken och/eller att de alstrade vågorna kopplas dåligt till geofonerna. Ytvågorna innehåller betydligt mer energi vilket gör att MASW-metoden inte påverkas till samma grad av torra jordlager. Dessutom används lägre och mindre dämpningskänsliga frekvenser vid ytvågsseismik.

Dåligt väder i form av regn och hårda vindar kan skapa problem vid seismiska undersökningar, eftersom det alstrar vibrationer som blir brus i mätdata. Likaså kan vibrationer från exempelvis trafik och industrier vara ett allvarligt problem. Dessa typer av störningar påverkar inte alls resistivitets-/IP-mätning.

Elektriskt ledande installationer i maken såsom t.ex. gjutjärnsledningar, sponter, jordade metallstaket etc. kan däremot påverka resistivitets-IP-mätning och ge upphov till så stora störningar att de naturliga geologiska variationerna maskeras. Elnätet kan också i vissa fall ge upphov till störningar, men oftast kan mätinstrumentens inbyggda signalbehandling filtrera bort sådant brus så att metoden kan användas intill exempelvis kraftledningar.

Elektromagnetiska metoder, som inte använts i denna studie, är normalt mycket känsliga för denna typ av störningar och oanvändbara nära kraftledningar, staket, bebyggelse eller liknande. Seismiska metoder är däremot i princip sett immuna mot denna typ av störningar.

Nedan sammanfattas fördelar och begränsningar punktvis för de olika metoderna.

Fördelar och begränsningar för resistivitetmetoden

Fördelarna med resistivitetmetoden kan sammanfattas med:

- God geologisk översikt även i komplexa miljöer, med indikation på zoner med olika hydrauliska, mekaniska eller kemiska egenskaper.
- Kontinuerlig datatäckning.
- Utmärkt underlag för borrh- och provtagningsprogram, eller andra undersökningar.
- Ger användbara resultat i de flesta geologiska miljöer.
- Ganska liten störkänslighet, för t.ex. elektromagnetiskt brus.
- Relativt låg kostnad.

Begränsningarna ligger främst i:

- Långa utlägg krävs för stor djupnedträngning.
- Osäkerhet i tolkning beroende på 3D-effekter samt ekvivalens- och undertryckningsprincipen (kräver stöd för tolkning från andra metoder - detta gäller dock alla geofysiska metoder).
- Galvanisk kontakt nödvändig (problem vid t.ex. hårdgjorda ytor, berg i dagen eller djup tjäle).
- Möjlig störning från bl.a. ledande objekt i galvanisk kontakt med marken (metallrör, sponter, jordade metallstaket etc.)

Fördelar och begränsningar för IP-metoden

IP-mätning utförs alltid tillsammans med resistivitetmätning, varför ovanstående sammanfattning till stor del gäller även IP. Speciellt för IP-metoden kan fördelarna sammanfattas med:

- Bra komplement till resistivitetmetoden genom att den ger kompletterande information rörande markens egenskaper, vilket i framtiden

kan tänkas användas t.ex. för att skilja effekter av ökad lerhalt från ökat joninnehåll, för lokalisering av avfall eller för uppskattning av hydrauliska egenskaper.

Begränsningarna ligger främst i:

- Tidsödande datainsamling med dagens kommersiellt tillgängliga instrument (kan komma att ändras inom ett par års tid).
- Betydligt känsligare för mätstörningar än resistivitetmätning.
- I dagsläget bristfällig kunskap om hur resultaten skall tolkas.

Fördelar och begränsningar för refraktionsseismik

Refraktionsseismik kan på ett bra sätt beskriva djupet till berg vid måttliga djup, d.v.s. några tiotal meter. Under gynnsamma förhållanden har goda resultat rapporterats för upp till omkring 100 meters jorddjup. Refrakteror med en lutning som överstiger 20 grader är mycket svåra att tolka ut med någon godtagbar säkerhet.

Reflektionsseismik är ett bra alternativ vid stora djup till berg, dvs flera tiotal meter. Tekniken ger god upplösning men är kostsam. Emellertid har ganska nyligen s.k. släpsystem utvecklats för reflektionsseismiska ändamål. Bl.a. har det danska företaget Rambøll med ett egenutvecklat system utfört dylika mätningar i ett geotermiprojekt öster om Lund under 2000-2001. Där har reflektorer med en lutning på 45 grader kunnat uttolkas. Mätningarna torde hittills vara begränsade till att utföras på relativt farbar väg, men produktiviteten är mycket god och därmed billigare än tidigare.

Såväl refraktionsseismik som reflektionsseismik exiteras vanligen genom sprängning. Normalt skall vibrationerna inte behöva vara större än vanliga trafikvibrationer och de är dessutom kortvariga. Vid undersökningar i skredfarliga områden får dock en viss försiktighet iakttas, så att detta inte påtagligt påverkar stabilitetsläget och i värsta fall utlöser ett skred. Risken för detta är normalt mycket liten, utom möjligen då extremt löst lagrad silt förekommer på djupet i jordprofilen. För att minimera de erforderliga sprängladdningarnas storlek bör mätningarna utföras vid tidsperioder då inverkan av brus från trafik och annan verk-

samhet i omgivningen är liten och under lugna väderleksförhållanden som inte förorsakar motsvarande störningar, dvs vid måttliga vindar. Mätningarna bör också förläggas till en tidpunkt då inga extrema portrycks- eller vattenståndsnivåer råder eller belastningssituationen på annat sätt medför att säkerhetsmarginalen mot skred kan antas vara ovanligt låg. Generellt gäller att erforderlig vibrationsnivå är lägre för reflektionsseismik än för refraktionsseismik.

Fördelar och begränsningar för ytvågsseismik (MASW)

Ytvågsseismik utför yttäckande kartläggning av variation i mekaniska egenskaper. Möjligheten att få ett mått på mekaniska egenskaper som skjuvmodul och skjuvhållfasthet är resultatmässigt vad som skiljer ytvågsseismik från övriga geofysiska metoder, vilka i huvudsak bedömer förändringen i stratigrafin i det aktuella området. Teoretiskt innebär en heterogent uppbyggd jordvolym inga utvärderingsproblem men erfarenheter från utvärdering av ytvågsseismik utförd med SASW-teknik (Svensson och Möller, 2001), visar att vissa utvärderingsproblem uppstår då stratigrafin varierar för mycket. Med MASW-teknik är möjligheterna för bättre utvärderingar större. Djupnerträngningen kan med hanterbara energikällor, typ slägga, anses vara max 10 – 30 m beroende på jordens fasthet. I Vagnhärad kunde det konstateras att i de partier där de lägsta våghastigheterna uppmättes erhöles också den minsta djupnerträngningen.

Sammanfattningsvis:

Fördelar:

- Ger mekaniska egenskaper ($G_{\max}$, c_u)
- God möjlighet till profilerande mätningar
- Snabb utvärdering (jmf refraktions- och reflektionsseismik)

Nackdelar:

- Relativt obeprövad teknik (utanför KGS)
- Relativt låg tid-kostnadseffektivitet
- Svårt utvärdera allt för heterogena jordvolym
- Behöver viss a priori-information för att uppnå god säkerhet i tolkningen

Rekommendationer

Rekommendationer för implementering av geofysiska undersökningar vid släntstabilitetsutredningar

Undersökningsmetodik och krav på erforderlig information vid släntstabilitetsutredningar är specificerade i Skredkommissionens anvisningar (1995). Dessa anvisningar är dock helt baserade på geotekniska undersökningsmetoder och beaktar inte de möjligheter till rationaliseringar som ges med utnyttjande av geofysiska undersökningar.

I en släntstabilitetsutredning ingår att jord-, berg- och grundvattenförhållanden skall klarläggas. Detta bör göras så rationellt som möjligt med utnyttjande av den kombination av metoder som ger den information som behövs till en rimlig kostnad. Den strategi som bör användas beror på det specifika fallet och vad som redan är känt om jordförhållandena.

I den information som erfordras ingår att bestämma geometrin för markytan och fasta botten, såväl i plan som i profil. Vidare ingår att bestämma portrycksfördelningen i slänten och att bedöma risken för och prognostisera höga artesiska vattentryck i permeabla skikt under ovanliggande finkorniga jordmassor.

En släntstabilitetsutredning inleds med en *besiktning*. I denna ingår en rekognosering av området på plats samt inventering av vad som är känt om jordlagerförhållanden och jorddjup från tidigare genomförda geologiska och geotekniska undersökningar och beskrivningar av området. Markytans topografi bestäms också översiktligt med ledning av befintligt kartmaterial eller inmätningar på plats. Om man på basis av denna besiktning bedömer att det med hänsyn till topografin finns förutsättningar för skred måste utredningen fortsättas. Finns det finkorniga jordmassor i området, vars utbredning och djup inte är kända, kan det ofta vara lämpligt att genomföra en yttäckande

geofysisk undersökning redan i detta skede för att med ledning av resultaten från denna kunna lägga upp de efterföljande geotekniska undersökningarna på ett optimalt sätt.

I nästa steg av utredningen, den så kallade *detaljerade utredningen*, skall fasta botten läge och lutning samt grundvattenförhållandena klarläggas. Om det vid stabilitetsberäkningarna visar sig att läget av fasta botten är av betydelse, antingen på grund av att de farligaste glidyterna styrs av läget av denna eller att portrycksfördelningen påverkas i betydande grad av permeabla skikt på denna, måste fasta botten läge klarläggas i detalj. Detta inträffar speciellt då djupen till fast botten är måttliga, och i djupare lerprofiler då hållfasthetsökningen mot djupet är liten. För denna bestämning av fasta botten läge och lutning är det ofta mycket lämpligt att använda geofysiska mätningar som komplement till de geotekniska undersökningarna. Detta medför att fastläggningen av fasta botten variation i plan och profil blir betydligt säkrare samtidigt som de geotekniska borrhälen kan göras färre och metoderna kan ändras för att utgöra en bättre kalibrering av de geofysiska resultaten.

Då man efter den detaljerade utredningen inte kan konstatera att området är tillfredställande stabilt utförs en *fördjupad utredning*. I denna utredning ingår att eventuellt förlänga undersökningarna vid stora jorddjup, att utöka sektionernas längd och att förtäta sektionerna för att finna de kritiska glidyterna och att klarlägga riskområdets storlek genom att bland annat klarlägga jorddjup och fastmarksgränser inom ett större område. Dessutom erfordras en ytterligare förbättrad prognos av extremvärden för portryck. För samliga dessa ändamål är yttäckande geofysiska undersökningar av stort värde för att såväl förbättra undersökningskvaliteten som för att reducera behovet av täta geotekniska undersökningspunkter.

Det kan således rekommenderas att geofysiska undersökningsmetoder infogas i den arsenal av

olika undersökningsmetoder som används vid släntstabilitetsutredningar. Behovet av geofysiska undersökningar varierar från fall till fall, beroende på vad som redan är känt om jordförhållandena och vad som sedan framkommer under utredningens gång. Likaså baseras valet av geofysisk undersökningsmetod på de lokala förhållandena och vad som främst skall mätas. Möjligheter och begränsningar för de olika metoderna har beskrivits i föregående kapitel. Möjligheter till samkörning av flera geofysiska metoder för förbättring av tolkningsmöjligheterna finns också. Liksom resultaten av de geotekniska undersökningarna måste sammanställas och koordineras för att ge en god modell av jordförhållandena måste resultaten från de geofysiska undersökningarna koordineras med geotekniska undersökningar som i ett erforderligt antal punkter kalibrerar och verifierar de lager och lagergränser som uttolkas.

Referenser

- Andersson, H., Bengtsson, P.-E., Berglund, C., Larsson, R., Sällfors, G. och Öberg-Högsta A.L (1998).** *Skredet i Vagnhärad, Teknisk/vetenskaplig utredning om skredets orsaker*. Statens geotekniska institut, Rapport 56, Linköping. SIG, ISRN SIG-R—98/56—SE
- Banverket (1998).** High Speed Lines on Soft Ground. Banverket, Tekniska avdelningen, Geoteknik, Borlänge.
- Bodare, A., (1996).** Kompendium – Jord- och Bergdynamik, KTH, Stockholm
- Dahlin, T. (1993).** *On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications*, Ph.D. Thesis, ISRN LUTVDG/TVDG—1007—SE, ISBN 91-628-1032-4, Lund University, 187p.
- Dahlin, T. (1996).** 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, *First Break*, vol 14, no 7, p 275-283.
- Jinnestål, P. and Johansson, A. (2001).** *MASW – Multichannel Analysis of Surface Waves, Initial field tests in Lockarp, Sweden*, Examensarbete, Avd för Teknisk Geologi, LTH, ISRN LUTVDG/TVT—5076—SE
- Larsson, R., Bergdahl, U. och Eriksson, L. (1984).** Utvärdering av skjuvhållfasthet i kohe-sionsjord. Statens geotekniska institut, Infor-mation Nr. 3, Linköping
- Larsson, R. and Mulabdic, M. (1991).** Shear moduli in Scandinavian clays. Statens geotek-niska institut, Rapport Nr.40, Linköping
- Lindström, A. (1902).** Beskrifning till kartbladet Uddevalla. Sveriges geologiska undersökning, Serie Ac, Nr. 3, Stockholm
- Loke, M.H. and Barker, R.D. (1996).** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, vol 44, no 1, p 131-152.
- Loke, M.H. (1999).** *Res2dinv ver 3.4 for Windows 3.1, 95 and NT. Rapid 2-D resistivity & IP in-version using the least squares method*, softwa-re manual, 81p.
- Möller, B., Larsson, R., Bengtsson, P.-E. och Moritz, L. (2000).** Geodynamik i praktiken. Statens geotekniska institut, Information Nr. 17, Linköping.
- Overmeeren, R.A. van and Ritsema, I.L. (1988).** Continuous vertical electrical soun-ding, *First Break*, vol 6, no 10, p 313-324.
- Overmeeren, R.A. van and Ritsema, I.L. (1988).** Continuous vertical electrical soun-ding, *First Break*, vol 6, no 10, p 313-324.
- Palacky, G.J. (1987).** Resistivity characteristics of geologic targets, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, ed. M.N. Nabighian, Soc. of Expl. Geoph., Tulsa, s 53-130.
- Park C. B., Miller R. D. and Xia J. , (1999).** Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), *Geophysics*, vol 64, No 3, p 800-808
- Robinson, E.S. and Coruh, C. (1988).** *Basic Ex-ploration Geophysics*, Wiley, New York, 562s.
- Skredkommissionen (1995).** Anvisningar för släntstabilitetsutredningar. IVA:s skredkommis-sion, Rapport Nr. 3:95, Linköping.
- Stålhös, G. (1975).** Beskrivning av berggrundskar-tan Nyköping NO. Sveriges geologiska under-sökning, Af 115. Stockholm.
- Svensson, M. och Möller, B. (2001).** Geophysics in soil mechanics – In situ shear moduli deter-mined by SASW-technique and more traditio-nal geotechnical methods. Statens geotekniska institut, Varia 508, Linköping.
- Triumf, C.-A. (1992).** Geofysik för geotekniker – metoder och tillämpningar. Byggforskningsrå-det T31:1992, Stockholm.

Ward, S. H. (1989). Resistivity and Induced Polarization Methods, in *Investigations in Geophysics no. 5: Geotechnical and Environmental Geophysics, vol I*, ed. S. Ward, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, s 147-189.

Xia J., Miller R. D., Park C. B. and Ivanov J., (2000). Construction of 2D-vertical shear wave velocity field by the Multichannel Analysis of Surface Wave technique, *Procs. SAGEEP 2000*

Åhnberg, H. och Larsson, R. (2002). Långtidseffekter av avschaktningar av släntröner i stabilitetshöjande syfte. Statens geotekniska institut, Rapport under utarbetande, Linköping.



Statens geotekniska institut

Besöksadress: Olaus Magnus väg 35

Postadress: 581 93 Linköping

Telefon: 013–20 18 00

Fax: 013–20 19 14

E-post: sgi@swedgeo.se

Internet: www.swedgeo.se