

Undersökning av geofysiska metoders användbarhet vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm vid Vombverket

Anneli Löfgren

Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet,
kandidatarbete, nr 284
(15 hp/ECTS credits)



Department of Earth- and Ecosystem Sciences
Division of Geology
Lund University
2011

Undersökning av geofysiska metoders användbarhet vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm vid Vombverket

Examensarbete
Anneli Löfgren

Geologiska Institutionen
Lunds universitet
2011

Innehåll

1 Inledning	6
1.1 Bakgrund	6
1.2 Frågeställning och målsättning	6
2 Områdesbeskrivning	7
3 Geologi	7
3.1 Berggrunden	7
3.1.1 Den mesozoiska berggrunden	7
3.2 Jordlagren	8
3.2.1 Morän och intermoräna isälvsavlagringar	8
3.2.2 Isälvsavlagringar	8
3.2.3 Issjösediment	10
3.2.4 Svämsediment	10
3.2.5 Jordlagren vid damm 214 på Vombfältet	10
3.3 Hydrogeologiska förhållanden	11
4 Geofysiska metoder	11
4.1 Stångslingram	11
4.1.1 Metodval	12
4.1.2 Beskrivning	12
4.1.3 Teori	12
4.2 CVES	13
4.2.1 Metodval	13
4.2.2 Teori	13
5 Undersökningsområde	16
5.1. Bakgrundsfakta Damm 214	16
6 Fältmetodik	17
6.1 Stångslingram	17
6.2 CVES	18
6.2.1 Profiler	18
6.2.2 Metodik	19
6.3 Avvägning	19
7 Databehandling	20
7.1 Stångslingram	20
7.2 CVES	20
8 Resultat	20
8.1 Stångslingram	20
8.1.1 Konduktivitet	22
8.1.2 Referenslinjen	22
8.1.3 Tolkning	22
8.2 CVES	22
8.2.1 Profil 1 och 2	22
8.2.2 Profil 3	22
8.2.3 Tolkning	30
9 Diskussion	30
9.1 Stångslingram	30
9.2 CVES	31
10 Slutsatser	31
11 Rekommendationer	32
12 Tackord	32
13 Referenser	32
Bilagor	

Omslagsbild: Infiltrationsdamm nr 214 vid Vombverket. Foto: Anneli Löfgren

Undersökning av geofysiska metoders användbarhet vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm vid Vombverket

ANNELI LÖFGREN

Löfgren, A., 2011: Undersökning av geofysiska metoders användbarhet vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm vid Vombverket. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 284, 33 sid. 15 poäng.

Sammanfattning: På Vombverket produceras dricksvatten genom att man först låter vatten från Vombsjön passera mikrosilar och sedan spridas ut över infiltrationsdammarna som är anlagda på Vombfältet. Vattnet infiltreras sakta ner genom markens isälvsavlagringar till ett naturligt grundvattenmagasin, och pumpas däriifrån sedan upp från 120 brunnar. För att det organiska materialet från sjön ska kunna brytas ner effektivt är det viktigt att syrehalten i den omättade zonen är tillräckligt hög. Därför är det viktigt att den omättade zonen är tillräckligt mäktig.

Målsättningen med undersökningen var att se hur användbara geofysiska metoder är vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm. De geofysiska metoder som valdes till dessa undersökningar var flerfrekvens-stångslingram och *Continuous Vertical Electrical Sounding* (CVES).

Stångslingramen är en elektromagnetisk induktionsmetod som mäter den genomsnittliga konduktiviteten några meter ner i marken genom att sända ut elektromagnetiska vågor. Dessa vågor påverkas av elektriska och magnetiska skillnader i marken. Med hjälp av en mottagarutrustning kan man registrera och mäta hur vågen förändras. Med CVES mäter man *resistiviteten* i marken, d.v.s. markens förmåga att fungera som isolator. Man mäter resistiviteten genom att skicka ner likström med känd strömstyrka i marken via två elektroder, samtidigt som man mäter potentialskillnaden mellan två andra elektroder.

Båda metoderna kan användas till att mäta resistiviteten i marken och har olika fördelar och nackdelar. Stångslingramen är en snabb metod som inte kräver någon direktkontakt med marken, men den visar endast genomsnittliga konduktivitetvärden ner till undersökningsdjupet för respektive frekvens. Med CVES kan man skapa resistivitetsmodeller med s.k. invertering, eller *time-lapse*-modeller (som visar relativa skillnader mellan olika mätningar). Nackdelen med CVES är att mätningen tar längre tid och kräver mer utrustning. Tillsammans kompletterar de båda metoderna varandra väl.

Time-lapse-modellerna visade en minskning i resistivitet på 10-25 % ungefär från grundvattenytan och ner till cirka 17 m ö. h. där sanden övergår i lera. Resultaten från undersökningen visar att geofysiska metoder är användbara för mätning och övervakning av den omättade zonens mäktighet i infiltrationsdammar.

Nyckelord: Vombverket, stångslingram, Gem 2, terrameter, infiltrationsdamm, CVES, resistivitet, konduktivitet, grundvatten, omättade zonen.

Anneli Löfgren, Institutionen för geo- och ekosystemvetenskaper, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, 223 62 Lund, Sverige. E-post: anneli.lofgren@bolina.hsb.se

Investigation of the usefulness of geophysical methods when supervising the unsaturated zone of a recharge basin at the Vomb water treatment plant

ANNELI LÖFGREN

Löfgren, A., 2011: Investigation of the usefulness of geophysical methods when supervising the unsaturated zone of a recharge basin at the Vomb water treatment plant. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet*, Nr. 284, 33 pp. 15 points.

Abstract: Drinking-water for municipalities in south-western Sweden is produced at the Vomb water treatment plant east of Lund by first letting water from Lake Vombsjön pass through strainers and then spread out over recharge basins built on the Vomb Plain. The water infiltrates and slowly percolates down through the glaciofluvial deposits to a natural groundwater reservoir, and is thereafter drawn from 120 water wells. It is important to maintain a sufficiently high oxygen level in the unsaturated zone for an effective decomposition of the organic material from the lake. For this reason it is important that the unsaturated zone is not too thin.

The goal of this study was to assess the usefulness of geophysical methods for estimation and monitoring of the unsaturated zone above groundwater reservoirs. The geophysical methods chosen for these investigations were broadband electromagnetic sensor and Continuous Vertical Electrical Sounding (CVES).

The electromagnetic sensor is an induction method which measures the average conductivity a few meters down in the ground by transmitting electromagnetic waves. The waves are influenced by electrical and magnetic differences in the ground. With the help of receiver equipment it is possible to record and measure how the wave is changing. CVES is a method to measure the *resistivity* in the ground. Resistivity is the ability of the ground to function as an insulator. The resistivity is measured by transmitting direct current with a known current into the ground via two electrodes, while measuring the potential difference between two other electrodes.

Both these methods can be used to measure the resistivity in the ground and they have different advantages and disadvantages. The electromagnetic sensor is a fast method that does not require direct contact with the ground, but it shows only average conductivity values down to the depth of investigation for each frequency. With CVES resistivity models or *time-lapse* models (showing relative differences between measurements) can be constructed through inversion of the data. The disadvantage is that the measurements take longer time and require more equipment. Together the two methods complement each other well.

The time-lapse models based on CVES showed a reduction in resistivity of 10-25 %, approximately from the water table and down to about 17 meters above sea level, at the base of the glaciofluvial deposits. The results of the study show that geophysical methods are useful for estimation and monitoring of the unsaturated zone above groundwater reservoirs.

Keywords: Vomb water treatment plant, electromagnetic sensor, Gem 2, terrameter, recharge basin, CVES, resistivity, conductivity, groundwater, unsaturated zone.

Anneli Löfgren, Department of Earth and Ecosystem Sciences, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: anneli.lofgren@bolina.hsb.se

1 Inledning

1.1 Bakgrund

Sydvatten AB är ett företag som producerar dricksvatten till 15 kommuner i västra Skåne. Företaget, som är kommunägt, bildades 1966 och är en av de största dricksvattenproducenterna i Sverige idag. Sydvatten äger Bolmentunneln, de två vattenverken Ringsjöverket och Vombverket, samt själva huvudledningssystemet för distributionen av vattnet. Sydvatten förser varje dag 800 000 invånare i Skåne med kranvatten, och för att klara det pumpas det varje dag ut cirka 190000 m³ vatten från Ringsjöverket och Vombverket (www.sydvatten.se).

Vombverket togs i drift 1948. Här producerar man dricksvatten genom att först låta vattnet från Vombsjön passera mikrosilar och sedan sprida ut det på cirka 30 av de 54 infiltrationsdammar som är anlagda på Vombfältet. I dammarna filtreras vattnet långsamt ner genom markens isälvsavlagringar till ett naturligt grundvattenmagasin, och därifrån pumpas det sedan upp från 120 brunnar (Fig. 1). Från brunnarna pumpas vattnet sedan vidare till en beredningsanläggning.

Cirka 90 procent av det bildade grundvattnet utgörs av infiltrerat sjövattnet och resten är naturligt bildat grundvatten. Mängden vatten som tas upp från Vombsjön är cirka 1000 liter per sekund (www.sydvatten.se, Vombverket 2011).

Vombsjön har en yta på 12 km² och ligger i ett tillrinningsområde som är 450 km² stort. Området är präglad av lantbruk (www.sydvatten.se, Produktionsrapport 2009).

En betydelsefull faktor vid driften av infiltrationsdammarna är grundvattennivåns höjdläge under respektive damm. För att det organiska materialet från sjön ska kunna brytas ner effektivt är det viktigt att det finns tillräckligt mycket syre till nedbrytning, vilket

innebär att den omättade zonens mäktighet inte får vara för tunn.

1.2 Frågeställning och målsättning

För att kunna optimera driften av infiltrationsdammarna vill Sydvatten veta följande:

- Om det går att mäta mäktigheten på den omättade zonen i infiltrationsdammarna med hjälp av geofysiska undersökningsmetoder, för att på så sätt lättare kunna planera mängden vatten som ska släppas ut i de olika dammarna.
- Om det går att följa det dynamiska förloppet i den omättade zonen i samband med att grundvattennivån ändras till följd av att vatten pumpas in i dammarna.

För att försöka få svar på dessa frågeställningar har följande geofysiska metoder använts:

- Stångslingram, för att undersöka om det finns några heterogeniteter i marken där skillnader i den omättade zonens tjocklek kan finnas. Metoden har även använts för att få ett indirekt mått på förändring av grundvattenytan, eftersom detta påverkar markens konduktivitet.
- CVES (*Continuous Vertical Electrical Sounding*), för att mäta resistiviteten i jordlagren, och med hjälp av den lokalisera grundvattenytan och uppskatta den omättade zonens mäktighet.

Undersökningen utfördes vid damm 214 på Vombfältet (se Bilaga 3). Denna damm är relativt nyanlagd och har bara varit i drift under perioden december 2007 till december 2009. Efter att först ha rensats i april 2010

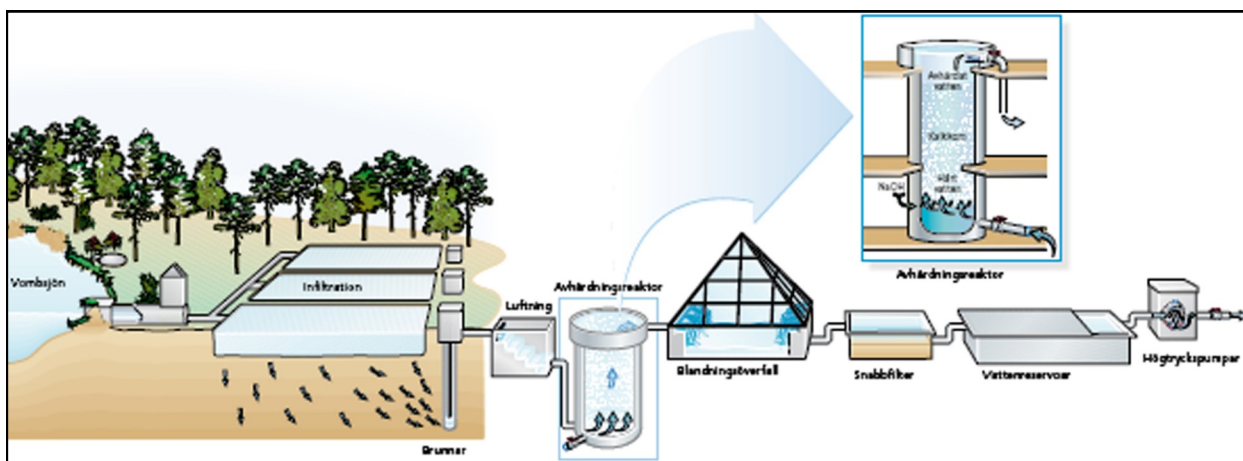


Fig. 1. Vattenverkets process (www.sydvatten.se/Vombverket).

blev dammen sedan pålagd 80 centimeter med tvättat filtergrus vid omläggningen av dammen i juli 2010. Höjden på dammbotten blev nu cirka 30 m ö. h. (enligt ett serviceblad för damm 214).

För att se om det är möjligt att följa det dynamiska förloppet, utfördes två mätningar med några veckors mellanrum på alla profilerna vid dammen.

2 Områdesbeskrivning

Vattentäktområdet ligger i de centrala delarna av Vombsänkan, som utgörs av ett lågt parti i berggrunden mellan två förkastningsbranter (Fig. 2B).

Vombsänkans markförhållanden domineras av sand- och grusavlagringar som avsatts i den forna Vombissjön (Daniel 1992). To-pografin är flack och lågt liggande områden består av kärrtorv och svämsediment. Man kan se tydliga spår av torvtäkt i området. Vombs Fure (Fig. 2C) är ett stort skogsområde med mycket planterad tall. Det är svagt kuperat och utgörs till stor del av sand. Sydväst om Vombsjön ligger de två mindre sjöarna Häljasjön och Bysjön. Vombsjöns huvudsakliga tillflöden är Björkaån från öster och Borstbäcken från norr. Sjön avvattnas via Kävlungeån och är reglerad sedan 1936.

Klingavälsån som rinner genom Vombfältet är ett biflöde till Kävlungeån och har ett avrinningsområde på 240 km².

3 Geologi

3.1 Berggrunden

3.1.1 Den mesozoiska berggrunden

Avlagringar från mesozoikum bildar ytnära berggrund i Vombsänkan (Fig. 3). På urberget i området på gränsen mellan Vombsänkan och Romeleåsen ligger upp till drygt tio meter mäktiga röda leror, som med viss tvekan tolkats som Kågerödslager. I Vombsänkan vid Herrestadryggen har man borrarat igenom en 18 meter mäktig lagerföljd som även den troligen tillhör Kågerödslagret, men den kan också tillhöra Röddingeformationens röda sandstenar (Erlström *et al.* 2004).

I Vombsänkan domineras den ytnära berggrunden av den överkretaceiska Vombformationens bergarter. Det man vet om rät-juralagerföljden är begränsat till den information man fått från brunnborrningar, prospekteringar och geofysiska undersökningar. Den underkretaceiska lagerföljden består i området mestadels av finkorniga sediment och i den yngsta delen är det vanligt med finkorniga glaukonitiska sandavsnitt. Övre krita karakteriseras generellt sett av sandiga glaukonitiska sediment med inslag av sandig kalksten och av konglomerat med fosfatiska bollar (Erlström *et al.* 2004).



Fig. 2A. Vomb by i Skåne markerad med rött (<http://kartor.eniro.se/Vomb>).

2B. Vombsänkan (i blått), belägen mellan två förkastningsbranter (Erlström *et al.* 2004).

2C. Söder om Vombsjön ligger Vombverket och infiltrationsdammarna (<http://kso.lantmateriet.se/kartsok/kos/index.html>).

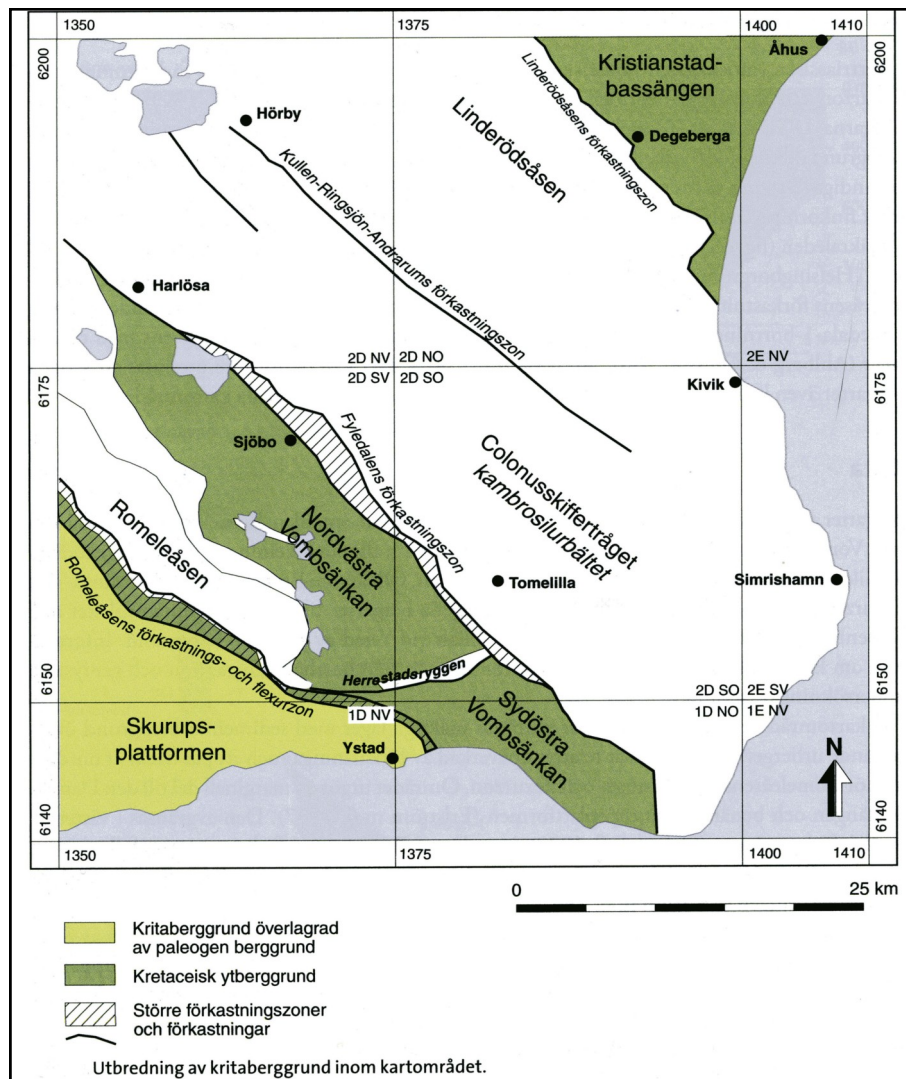


Fig. 3. Utbredning av kretaceisk berggrund inom kartområdet (Erlström et al. 2004).

3.2 Jordlagren

På Vombfältet är jorddjupet genomgående ganska stort och varierar mellan 30 och 90 meter (Daniel 1992).

3.2.1 Morän och intermoräna avlagringar

Inom undersökningsområdet (Fig. 4) är det sparsamt med morän. Det saknas ytliggande intermoräna sediment, men moräntäckta sediment påträffas ofta i samband med borrningar inom området. Det som vanligen påträffas är 5-10 meter mäktig lera, silt eller sand mellan två moränbäddar (Daniel 1992).

3.2.2 Isälvsavlagringar

Det finns en del mäktiga och mycket utbredda isälvsavlagringar, och även en del med mycket begränsad utbredning. Det har inte varit lätt att i fält skilja på issjösediment och isälvsediment, och av naturliga skäl är övergången mellan de båda sedimenttyperna fly-

tande. Mellan Sjöbo och Vomb sträcker sig ett mycket flackt område med isälvsavlagringar.

I norr avgränsas området av de branta och lokalt 20 meter höga sluttningarna ned mot Björkaåns dalgång och Vombsjön. Väster om Sjöbo finns den södra sluttningen som är nästan lika hög. I östra delen av Vomb-Sjöbofältet finns det ett par lobformade bildningar; den ena, som ligger söder om Sjöbo, har en överyta på cirka 60 m ö. h. och den andra, som ligger vid Sjöbo sommarby, når cirka 50 m ö. h. I västra delen av denna avlagring sjunker överytan på sedimenten till cirka 25-30 m ö. h. Vomb-Sjöbofältet består av sand och grusig sand i ytan som lokalt kan vara stenförande (Daniel 1992).

Isälvsavlagringen täcks delvis av flygsand. Enligt några fåtal borrningar består den östra delen av Vomb-Sjöbofältet av mer än 30 meter sandiga sediment som lokalt är leriga. I västra delen består sedimentens översta 10-15 meter av sand och grusig sand, och är underlagrade av uppåt 20 meter med växlande lager av sand, silt och lera (Daniel 1992).

Norr om Björkaån ligger det s.k. Åsumsfältet.

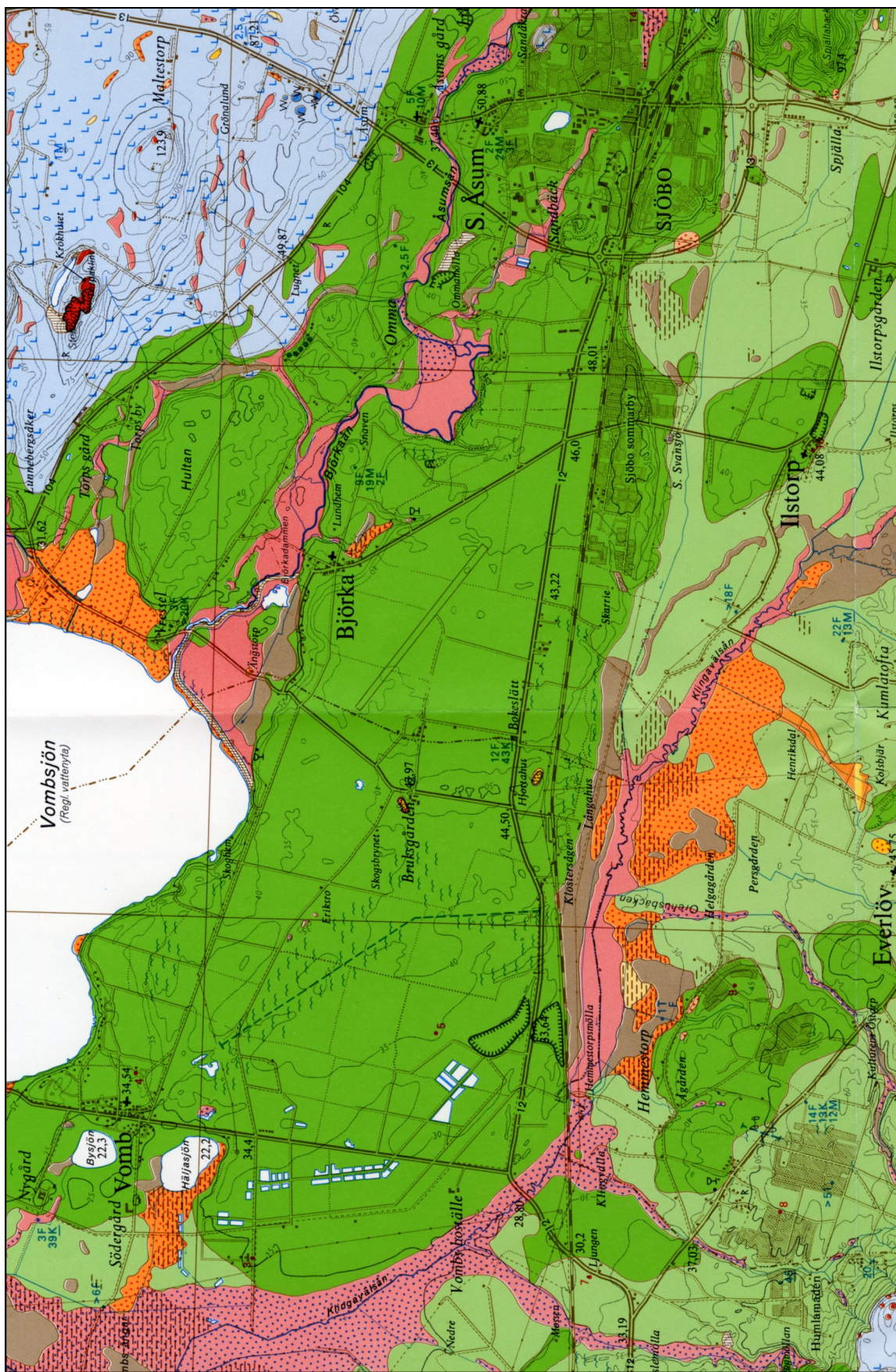


Fig. 4. Jordartskarta över Vombfältet och Vombsjön. Grön färg visar isälsavlagningar (SGU Serie Ae nr 99, Jordartskartan 2D Tomelilla SV). Skala 1:58 000.

Här når avlagringens överyta upp till en plåtå drygt 50 m ö. h. Ett par större täkter har gett information om avlagringens uppbyggnad. Stora delar av Åsumsfältet domineras i ytan av grus och grusig sand, och den grövsta sanden finns mot öster (Daniel 1992).

Vomb-Sjöbofältet, och även Åsumsfältet, har en uppbyggnad som tyder på ett komplext bildnings-sätt. Periodvis har lera och finsand avsatts i öppet vatten (issjösedimenten) medan grövre sand avsatts som glaciälviala sediment i form av sanduravlagringar. I både Vombsjönsänkan, Bysjön och Häljasjön har dödis legat kvar medan sandur bildades (Daniel 1992).

3.2.3 Issjösediment

Som tidigare nämnts finns det inga tydliga gränser mellan isälvs sediment och issjösediment, vilket har lett till stor osäkerhet om hur de finsandiga sedimenten ska klassificeras (Daniel 1992).

Mellan isälvsavlagringarna i norr på Vomb-Sjöbofältet och i söder vid Romeleåsen (Fig. 4) finns det en nästan helt plan slätt. De lätta jordarna som domineras av finsand är mycket känsliga för vinderosion, så det är troligt att ytskiktet är omlagrat inom större områden och består av flygsand. Det är dessvärre svårt att fastställa vad som är primära issjösediment, och vad som är omlagrat av vinden (Daniel 1992).

Vombslättns utbredda issjösediment består av finsand och med ett växlande inslag av mellansand och grovsilt. Här ligger grundvattenytan relativt ytligt och det är vanligt med järnutfällningar i markytan, särskilt i anslutning till svämsedimenten i Klingavälsån (Daniel 1992).

Det förekommer också glacial lera i markytan både på Vombslätten och i backlandskapet. Glacial lera påträffas inom stora delar av Vombsänkan, både under- mellan- och överlagrande både de grövre issjösedimenten och isälvs sedimenten (Daniel 1992).

3.2.4 Svämsediment

Svämsedimentens sammansättning är växlande mellan ler och sand och en varierande grad av organiskt material. På Vombslätten domineras dock sandiga och siltiga svämsediment. Mäktigheten är dåligt känd eftersom få borrhningar med god dokumentation har gjorts av svämsedimenten (Daniel 1992).

3.2.5 Jordlagren vid damm 214 på Vombfältet

I november 1936 gjordes den första provborrningen i området söder om Vombsjön. Mellan 1936 och 1941 installerades över 200 observationsrör, varav alla utom 13 låg i Vombs socken öster och norr om Klingavälsån. Bilaga 1 visar en karta över vattentäktområdet med utförda grundundersökningar och uppmätta lagerföljder vid observationsrör 18 och 26, varav nr 26 ligger närmast damm 214 (Vattenverket i Vomb 1951).

Inför anläggningen av de två infiltrationsdammarna 200 och 214 utförde WSP år 2004 ett antal undersökningsborrningar för att klarlägga stratigrafin. Dessa borrhningar visade att det översta lagret i området för blivande damm 214 mestadels består av mellansand, ställvis med inslag av finsand, silt eller lera. Under mellansanden finns grusig sand med inslag av sten. I lagret under den grusiga sanden förekommer lera. Grundvattenytan låg vid dessa undersökningsborrningar på cirka 26-27 m ö. h. (Bilaga 2).

Vid anläggningen av dammarna grävdes en del av det översta sandlagret bort och nivån för dammbotten hamnade på cirka 30 m ö.h. En geologisk profil över långsidan på damm 214 visas i Figur 5 med grusig sand vilande på lera. Profilen grundar sig dels på WSP's undersökningsborrningar 2004 (Bilaga 2), dels på en tolkning av resistivitetsmätningar utförda inom denna studie.

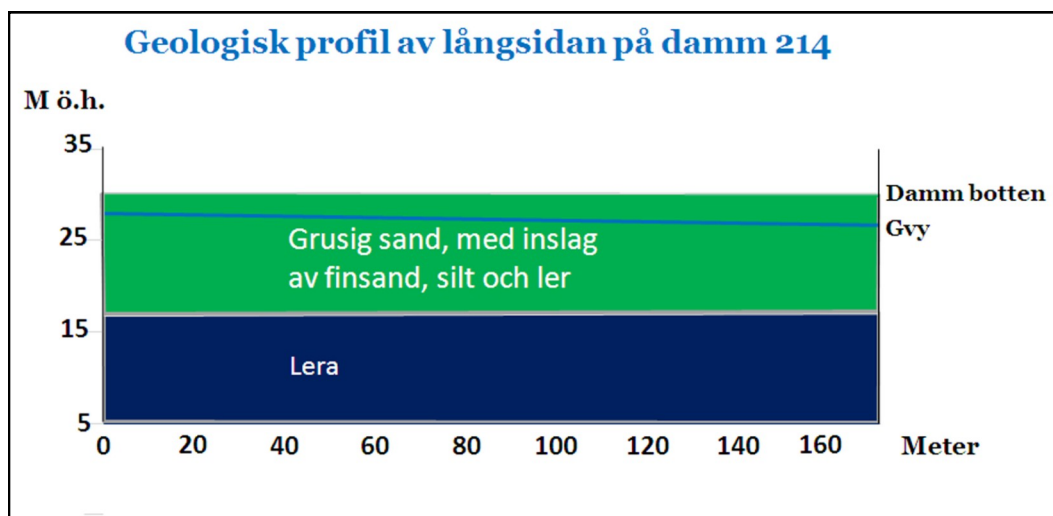


Fig. 5. Geologisk profil av långsidan på damm 214. Profilen uppvisar ett underliggande leralager baserat dels på WSP's undersökningsborrningar 2004 (Bilaga 2), dels på en tolkning av föreliggande resistivitetsmätningar.

3.3 Hydrogeologiska förhållanden

I Skåne finns de mest betydelsefulla grundvattenförekomsterna i de avlagringar som bildades vid den senaste landisens avsmältning. Genom tunnlar i isen strömmade isälvar som förde med sig block, sten, grus, sand, silt och ler. Materialet sedimenterade vid tunnelmynningarna då vattentrycket och samtidigt hastigheten minskade. De centrala delarna av dessa avlagringar innehåller oftast det grövsta materialet och kan ha ett stort vatteninnehåll (Gustafsson *et al.* 2005).

En av de största isälvsavlagringarna i Skåne finns i området runt Vombsjön. Här finns ett jorddjup på mellan 30 och 70 meter. I markytan består dessa normalt av grus och sand, men ibland påträffas grovkornigare lager under finkorniga jordarter eller omvänt (Gustafsson *et al.* 2005).

Ofta räcker den naturliga nybildningen av grundvatten inte till för att försörja ett samhälle. Man kan då använda sig av så kallad konstgjord grundvattenbildning. Det går till så att man förstärker den naturliga grundvattenbildningen genom att ytvatten från sjöar eller floder av tillräckligt god kvalitet pumpas upp i bassänger anlagda i högpermeabla avlagringar. Här får vattnet infiltrera genom jordlagren ner till grundvattenmagasinet, vilket kommer att få en förhöjd

grundvattenyta. Den naturliga grundvattenbildningen i vattentäkten vid Vomb är cirka 10 liter/sekund per km² (Gustafsson *et al.* 2005). Genom denna konstgjorda infiltration mångdubblas grundvattenbildningen.

Grundvattenmagasinet på Vombfältet är ett öppet magasin. De grova sedimentens mäktighet minskar mot öster och nordost där lerlagret ligger högre upp och sedimenten består mestadels av finsand. Detta gör att grundvattenmagasinet begränsas naturligt mot Vombsjön, och sträcker sig utanför Vombs nuvarande vattentäktsområde åt de övriga väderstrecken (Kjessler & Mannerstråle 1989).

Grundvattnets huvudrörelseriktning i vattentäkten går mot sydväst (Fig. 6). En grundvattenkarta som visar genomsnittliga grundvattennivåer i täkten mellan år 2005 och 2009 visas i Bilaga 3. Vid damm 214 låg medelvärdet på 27,5 m ö.h.

Effektiv nederbörd (nederbörden minskad med avdunstningen) vid Vombfältet ligger på 300-400 mm/år (Gustafsson *et al.* 2005).

4 Geofysiska metoder

4.1 Stångslingram

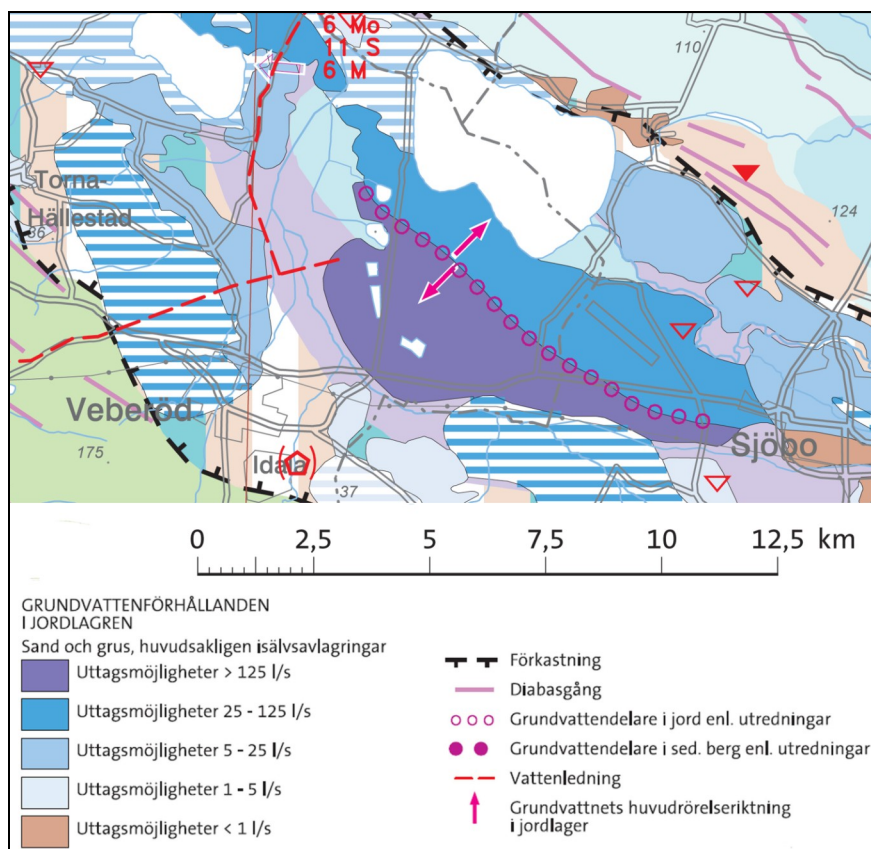


Fig. 6. Figuren visar bl.a. uttagsmöjligheten i isälvsavlagringarna i vattentäkten på Vombfältet (lila färg), grundvattendelaren (rosa cirklar) och grundvattnets huvudrörelseriktning i jordlagren (rosa pilar) (modifierat från Grundvattenkartan, Serie Ah nr 15, Sveriges Geologiska Undersökning, SGU).

4.1.1 Metodval

För att undersöka om det finns några heterogeniteter i marken valdes stångslingram, en elektromagnetisk induktionsmetod. Olika jordarter och/eller variationer i jordarternas vattenhalt ger olika konduktivitetvärden. Heterogeniteter i marken i form av skillnader i den omättade zonen tjocklek kan eventuellt också påvisas. Stångslingramen mäter den genomsnittliga konduktiviteten till ett visst djup i marken beroende på vilken frekvens man använder.

4.1.2 Beskrivning

Sändaren i stångslingramen skickar ut en våg med bestämda frekvenser. Mottagaren mäter totalfältet och redovisar sedan ΔH (inducerad sekundär elektromagnetisk våg) i procent av H_0 (elektromagnetisk våg som kallas primärfältet). I stångslingramen är sändare och mottagare sammanbyggda i en stång med en längd på 1,5 – 3,5 meter (Jeppsson 2003).

En stångslingram kan bl.a. användas för följande ändamål:

- För att detektera nedgrävda metallföremål
- För konduktivitetsskartering (t.ex. leravlagringar eller föroreningar)
- Jorddjupsbedömning
- För att mäta djupet till grundvattenytan (under vissa förutsättningar)

Fördelen med att använda stångslingram jämfört med geoelektriska metoder, är att det går snabbt och att man inte behöver någon direktkontakt med marken (Jeppsson 2003).

4.1.3 Teori

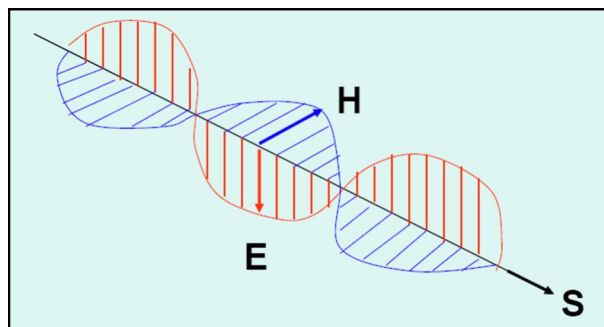


Fig. 7. Elektromagnetisk våg (Jeppsson 2011).

Stångslingramen tillhör de elektromagnetiska metoderna, vilka alla på något sätt utnyttjar elektromagnetiska vågor. En elektromagnetisk våg består av ett elektriskt fält E och ett magnetiskt fält H som samverkar enligt samma sinusfunktion (Fig. 7). Olika jordarter har olika elektriska och magnetiska egenskaper, och när vågen går igenom marken påverkas den av dessa skillnader. Med hjälp av en mottagarutrustning kan man registrera och mäta hur vågen förändras (Jeppsson 2003).

Induktionsförloppet (Fig. 8) kan kort beskrivas så här:

1. En sändare sänder ut en elektromagnetisk våg som kallas primärfältet (H_0).
2. H_0 tränger ner i marken. Om vågen där möter en elektriskt ledande kropp induceras en växelström (I) i den ledande kroppen.
3. Denna växelström ger sedan upphov till en sekundär elektromagnetisk våg (sekundärfältet, ΔH). Denna sekundära våg strålar ut från den ledande kroppen och skiljer sig åt från H_0 i sin riktning, storlek och fas.
4. I en mottagare registreras sedan det totala magnetfältet (H_{tot}) som består av H_0 och ΔH .

Beroende på ledningsförmågens storlek i marken blir

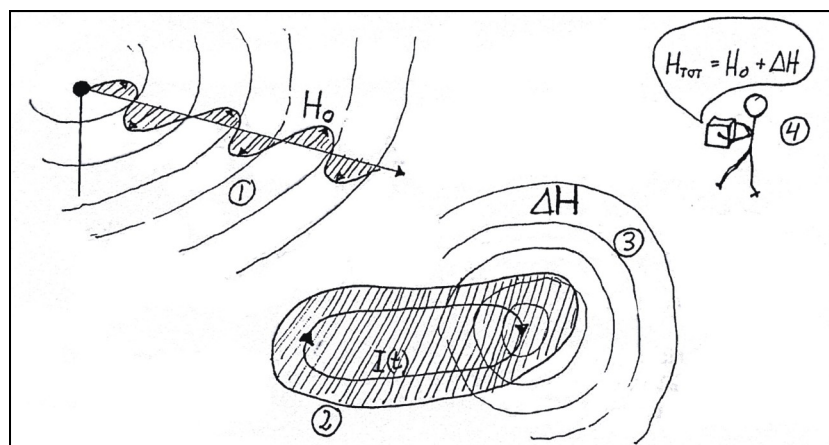


Fig. 8. Kort beskrivning av induktionsförloppet (Jeppsson 2003).

ΔH större eller mindre till sitt värde (Jeppsson 2003).

4.1.3.1 Dämpning

En elektromagnetisk våg som färdas genom ett medium med en konduktivitet > 0 förlorar energi och får därmed en mindre amplitud pga. så kallad dämpning. Anledningen är att det bildas induktionsströmmar och inducerade magnetfält som försöker motverka både E- och H-fälten. En högre konduktivitet, högre magnetisk permeabilitet och högre frekvens ger en högre dämpning (Fig. 9). Något annat av betydelse är sträckan som vågen färdas genom marken (Jeppsson 2003).

4.1.3.2. Nedträngningsdjup

Nedträngningsdjupet av den elektromagnetiska vågen varierar med frekvensen. Lägre frekvens ger ett större nedträngningsdjup (Fig. 10). När vågen nått ett djup där den dämpats till e^{-1} återstår cirka 37 % av den ursprungliga vågen, så kallat *skindepth*. Detta använder man som ett praktiskt nedträngningsdjup. En formel för att räkna ut *skindepth* är följande:

$$\delta = 503 \sqrt{\rho/f} \quad (1)$$

där δ = skindepth (m), ρ = resistivitet (ohm m) och f = frekvens (hz) (Jeppsson 2003).

En realistisk uppskattning av ett undersökningsdjup där en ledare kan ge upphov till en detekterbar elektromagnetisk anomali är enligt Reynolds (1997) $\approx \delta/5$.

4.2 CVES

4.2.1 Metodval

CVES står för *Continuous Vertical Electrical Sounding*, en geoelektrisk metod. Med denna mäter man resistiviteten i marken (Jeppsson 2006).

Genom att mäta resistiviteten vid två olika tillfällen med några veckors mellanrum, skulle det teoretiskt vara möjligt att utläsa om några förändringar i den omättade zonen skett genom att jämföra resistivitetvärdena ovanför den mättade zonen från de båda mättillfällena. En anledning till förändring i dessa värden kunde t.ex. vara en ökning av porfyllnadsgraden efter några veckors påfyllnad av vatten i dammen, vilket i sin tur kunde leda till att nivån på den mättade zonen stiger.

4.2.2 Teori

Resistivitet är markens förmåga att fungera som isolator. Det är en materialegenskap som betecknas med ρ och har enheten ohm meter (Ωm). Man mäter resistiviteten genom att skicka ner likström med känd strömstyrka i marken via två elektroder, samtidigt som man mäter potentialskillnaden (spänningsfallet) mellan två

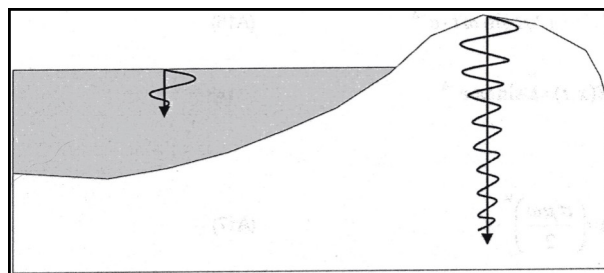


Fig. 9. Principfigur av dämpning i lera respektive granit (Jeppsson 2003).

andra elektroder (Jeppsson 2006).

Markens resistivitet beräknas enligt:

$$\rho = G * R = G * U/I \quad (2)$$

där G är en geometrisk faktor som beror på avståndet mellan elektroderna på marken och R (ohm) är resistansen i den strömkrets som skapats (Jeppsson 2006). U (volt) är elektrisk spänning och I (ampere) är elektrisk ström.

Markens resistivitet kan mätas i olika punkter och på olika djup genom att man flyttar på elektroderna och varierar avståndet emellan dem. Nuförtiden utförs ofta s.k. multielektrodmätningar (se vidare kap. 4.2.2.5), där man placerar ut ett stort antal elektroder längs en profil (2D-mätning) eller inom en yta (3D-mätning) (Jeppsson 2006).

4.2.2.1 Vilken nytta har man av att mäta resistivitet?

Resistiviteten varierar inom ett mycket brett intervall

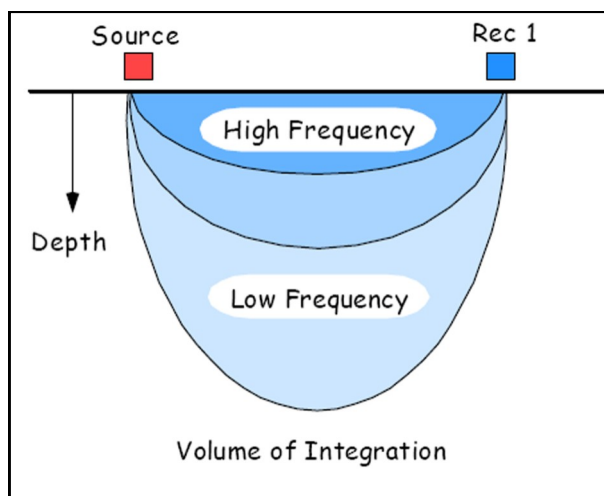


Fig. 10. Flerfrekvens-mätning, där de höga frekvenserna når till grundare djup och låga frekvenser når djupare (Won, okänt år).

för olika geologiska material, alltifrån 0,01 till 100 000 Ωm. Lera t.ex. har låg resistivitet i intervallet 1 – 100 Ωm, medan ovittrat kristallint berg har hög resistivitet i intervallet 1000 – 100 000 Ωm (Fig. 11).

För att konvertera resistivitet till elektrisk konduktivitet (EC) används följande formel:

$$\sigma = 1/\rho \quad (3)$$

där σ = elektrisk konduktivitet (EC i Siemens per meter, S/m) och ρ = resistivitet (ohm m).

Genom att mäta resistiviteten längs en profil eller inom en yta har man ett bra underlag för att göra en geologisk tolkning och för att hitta grundvattenytan (Jeppsson 2006).

4.2.2.2 Faktorer som påverkar resistiviteten

Resistiviteten i ett material påverkas av olika faktorer, varav de viktigaste är:

- Porositeten
- Porfyllnadsgraden
- Porvätskans resistivitet

Resistiviteten påverkas även av:

- Mineralsammansättning (lermineral, malmmi-neral)
- Mineralstruktur

Ett materials förmåga att leda ström beror mest på vad som finns inuti porerna. Om det är luft eller någon annan gas med hög resistivitet, får materialet också en hög resistivitet (Jeppsson 2006).

Om porerna däremot innehåller vatten så sjun-

ker resistiviteten rejält. Storleken på resistiviteten beror då på porfyllnadsgraden och porvätskans resistivitet. Om det finns lermineral i ett material påverkas resistiviteten mycket eftersom det har en struktur där ytan täcks av lättlösliga positiva joner, vilket ger en låg resistivitet (Jeppsson 2006).

4.2.2.3 Temperatur, TDS och resistivitet

Temperaturen på vattnet påverkar den elektriska konduktiviteten i marken. Vid lägre temperaturer påverkar den genom att öka konduktiviteten på vattnet som finns i porerna. Maximala ökningen av konduktiviteten är cirka sju-faldig mellan 20 och 350 °C (Fig. 12) (Manzella 2007).

Temperaturen är inte den enda faktorn som påverkar konduktiviteten i marken. En ökning av den totala mängden upplösta beståndsdelar (TDS) eller en ökning av vatteninnehållet kan också öka konduktivite-ten (Manzella 2007).

Vid måttliga temperaturer mellan 0-200 °C, minskar resistiviteten på vattenlösningar vid en ökande temperatur. Temperaturen ökar rörligheten på jonerna eftersom den ökande temperaturen minskar viskositeten i vattnet och därmed ökar jonernas rörlighet (Fig. 13 A och B) (Manzella 2007).

Hayashi (2004) undersökte den ofta använda linjära ekvationen för "Electric Conductivity"(EC)-temperaturrelationen i en studie för fem olika vattentyper med väldigt olika salthalter och kemiska sammansättningar, bl.a. havsvatten, sjövattnet och grundvatten. Slutsatsen var att trots de olika sammansättningarna var EC-temperatur-relationen i alla vattenproverna väl representerad av den linjära ekvationen med en gemensam kompensationsfaktor i temperaturer mellan 0 och 30 °C.

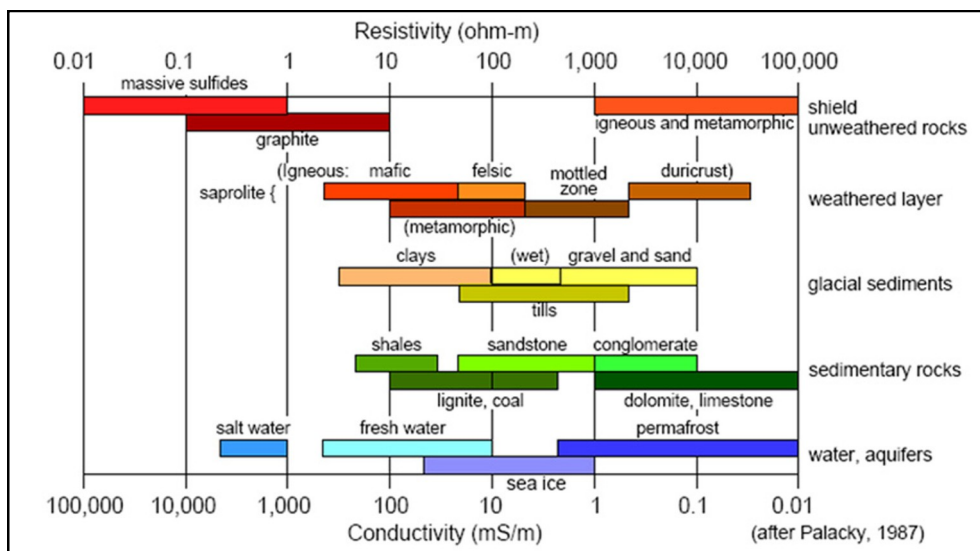


Fig. 11. Resistivitetsintervall för olika geologiska material (modifierat efter Palacky 1987).

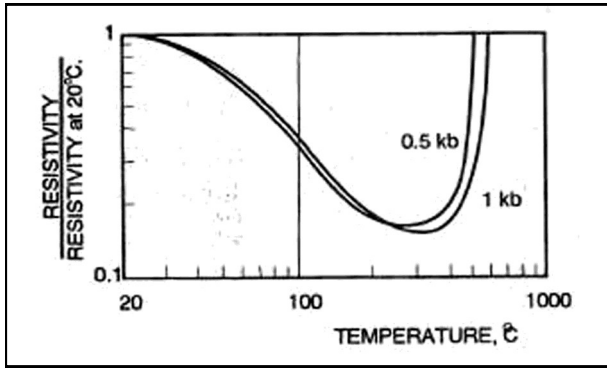


Fig. 12. Temperaturen påverkar den elektriska konduktiviteten i marken. Maximala ökningen av konduktiviteten är cirka sju-faldig mellan 20 och 350 °C (Manzella 2007).

EC-temperaturrelationen för naturligt vatten är generellt icke-linjär, men graden av icke-linjäritet är relativt liten i temperatur-intervallen vid miljöövervakning (0-30 °C) (Hayashi 2004).

Följande linjära ekvation används ofta för att visa relationen:

$$EC_t = EC_{25} [1 + a (t - 25)] \quad (4)$$

där EC_t är elektrisk konduktivitet (mS/m) vid temperaturen t (°C), EC_{25} är elektrisk konduktivitet vid 25° C och a (°C⁻¹) är en temperatur-kompensationsfaktor. I ovanstående studie användes konstanten $a = 0,0187$ (Hayashi 2004).

4.2.2.4 Mättade och omättade zoner

Man kan dela upp jordlagren i mättade och omättade zoner, där den mättade zonen har helt vattenfyllda porer och den omättade zonen endast har delvis vatten-

Tabell 1. Överslagsvärden på kapillär höjd för olika jordarter vid dränering (Bygghorsknings informationsblad 1972).

Jordart	Kapillär höjd, m	
	Överslagsvärden på den undre kapillära höjden vid dränering för olika jordarter.	
	Lös lagring	Fast lagring
Grovsand	0,03– 0,12	0,04– 0,15
Mellansand	0,10– 0,35	0,12– 0,50
Finsand	0,3 – 2,0	0,4 – 3,5
Grovsilt	1,5 – 5	2,5 – 8
Mellansilt-		
finsilt	4 – 10	6 – 12
Lera	> 8	> 10

fyllda porer. Den mättade zonen omfattar grundvatten-zonen och en eventuell kapillärzon ovanför grundvattenytan. I den mättade zonen är resistiviteten oftast låg.

Resistiviteten i den omättade zonen beror däremot mycket på porfyllnadsgraden. Den kan i sin tur påverkas av klimatförhållanden och nederbörd. Har man material med stor porstorlek, som t.ex. i sand och grus, så är porfyllnadsgraden i den omättade zonen ofta låg, vilket ger en hög resistivitet. I dessa material blir kapillärzonen mycket tunn, eller i stort sett obefintlig, varför kontrasten mellan den mättade och den omättade zonen blir stor.

Har man däremot ett material med liten porstorlek, som i lera och silt, så är porfyllnadsgraden ofta hög och resistiviteten därmed låg. Där är kapillärzonen också betydande. Eftersom skillnaden i resistivitet mellan den omättade och den mättade zonen här är

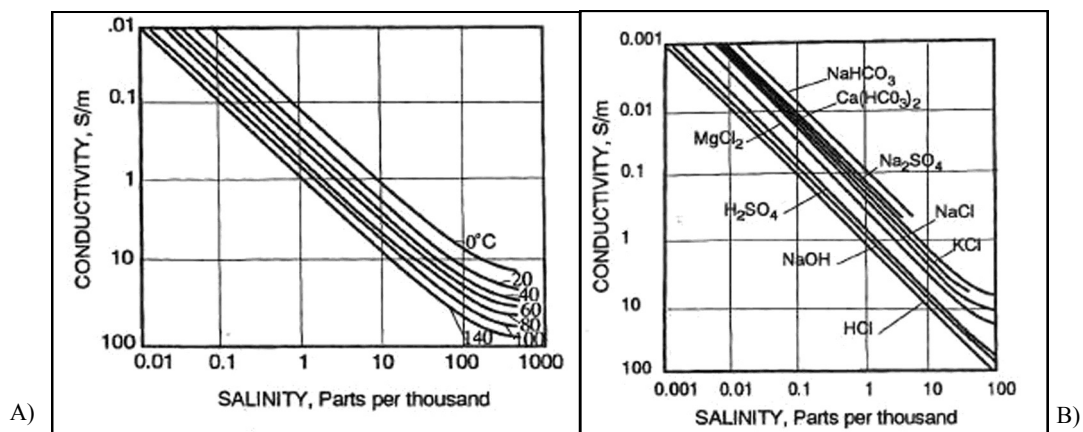


Fig. 13A. Högre temperatur på vattnet ger en högre konduktivitet vid samma salthalt på vattnet. B. En ökning av den totala mängden upplösta beståndsdelar kan också öka konduktiviteten (Manzella 2007).

mindre så blir kontrasten liten och det blir svårare att identifiera en grundvattenyta (Jeppsson 2006).

Överslagsvärden på den undre kapillära höjden vid dränering för olika jordarter visas i Tabell 1.

4.2.2.5 Multielektrodmätning

För att kunna göra en välgrundad tolkning behövs ett stort antal mätvärden i olika punkter och olika djup. För detta kan man använda multielektrodmätning, eller CVES (*Continuous Vertical Electrical Sounding*).

Principen är att man placerar ut ett stort antal elektroder längs en linje och ansluter dessa till ett mätinstrument med hjälp av multiledarkablar. En dator i instrumentet styr datainsamlingen. Vid varje mätning kopplas det in två strömelektroder och två potential-elektroder enligt den konfiguration man har valt. Därefter kopplas fyra andra elektroder in, o.s.v. (Jeppsson 2006).

4.2.2.6 Djupnedträngning

När man leder ner ström i marken bildas det ett strömfält av potentialytor och strömytor. Strömfältet sträcker sig teoretiskt sett till ett oändligt djup. Andelen ström som faktiskt når stora djup är däremot mycket liten. Man brukar säga att det praktiska nedträngningsdjupet är det djup till vilket 50 % av strömmen når (Jeppsson 2006).

Det praktiska nedträngningsdjupet varierar beroende på följande parametrar:

- Avstånd mellan elektroderna (störst betydelse), större avstånd ger större djupnedträngning (Fig. 14)
- Elektrodkonfiguration
- Lagerförhållanden och heterogeniteter (Jeppsson 2006).

5 Undersökningsområde

Det område som valdes till undersökningsområde ligger vid damm 214 (Fig. 15). Dammens storlek är 50 x 170 meter och ytan är cirka 9000 m².

Eftersom det är förbjudet att gå nere på dammbotten, även om den vore torrlagd, så fick mätningarna utföras längs dammens kanter. Djupet till dammbotten från betongen på mät-överfallets ovkant är cirka 2 meter.

5.1. Bakgrundsfakta Damm 214

Enligt WSP-undersökningen från 2004 (Bilaga 2) låg grundvattenytan vid det tillfället på cirka 26,5 m ö. h. i norra delen av dammen och cirka 80 cm högre i södra delen. Medelvärdet på grundvattennivån låg mellan 2005 och 2009 på cirka 27,5 m ö. h. vid damm 214 enligt en grundvattenkarta från Sydsvatten (Bilaga 3).

Cirka 100 meter väster om damm 214 ligger observationsröret ”Ola Conny”. Grundvattenytans läge i detta observationsrör från tre mättillfällen i april/maj 2011 kan utläsas i Tabell 2. Grundvattenytan bör ligga lite högre vid damm 214 än vid observationsröret enligt grundvattenkartan.

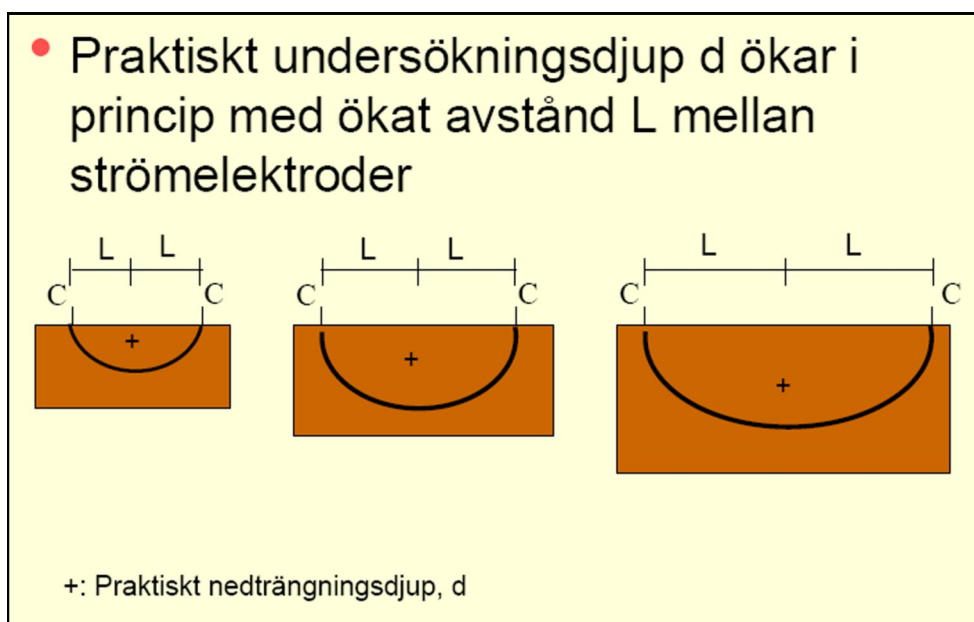


Fig. 14. Praktiskt undersökningsdjup ökar med ökat avstånd L mellan strömelektroderna (Jeppsson 2011).

Tabell 2. Grundvattennivåer avlästa i observationsröret ”Ola Conny”, 100 meter väster om damm 214

Datum	Plushöjd (m ö. h.)	Avläst värde (cm)	Grundvattennivå (m ö. h.)
19 april 2011	34,04	574	28,3
28 april 2011	34,04	555	28,5
18 maj 2011	34,04	578	28,3

Vattnet från Vombsjön pumpas in i infiltrationsdammen i överfallet som befinner sig vid södra änden av dammen. Vid tiden för de geofysiska mätningarna var endast den södra halvan av dammbotten täckt av vatten.

6 Fältmetodik

6.1 Stångslingram

Stångslingramen som användes var en GEM 2 (Aeroquest, Fig. 16). Denna är en flerfrekvensstångslingram i vilken frekvenserna 8125, 26175, 46925 och 63025 Hz användes vid mätningarna.

Först gjordes kontinuerliga mätningar med tre varv runt dammen med olika avstånd från dammens släntkrön: första varvet en meter, andra varvet cirka tre

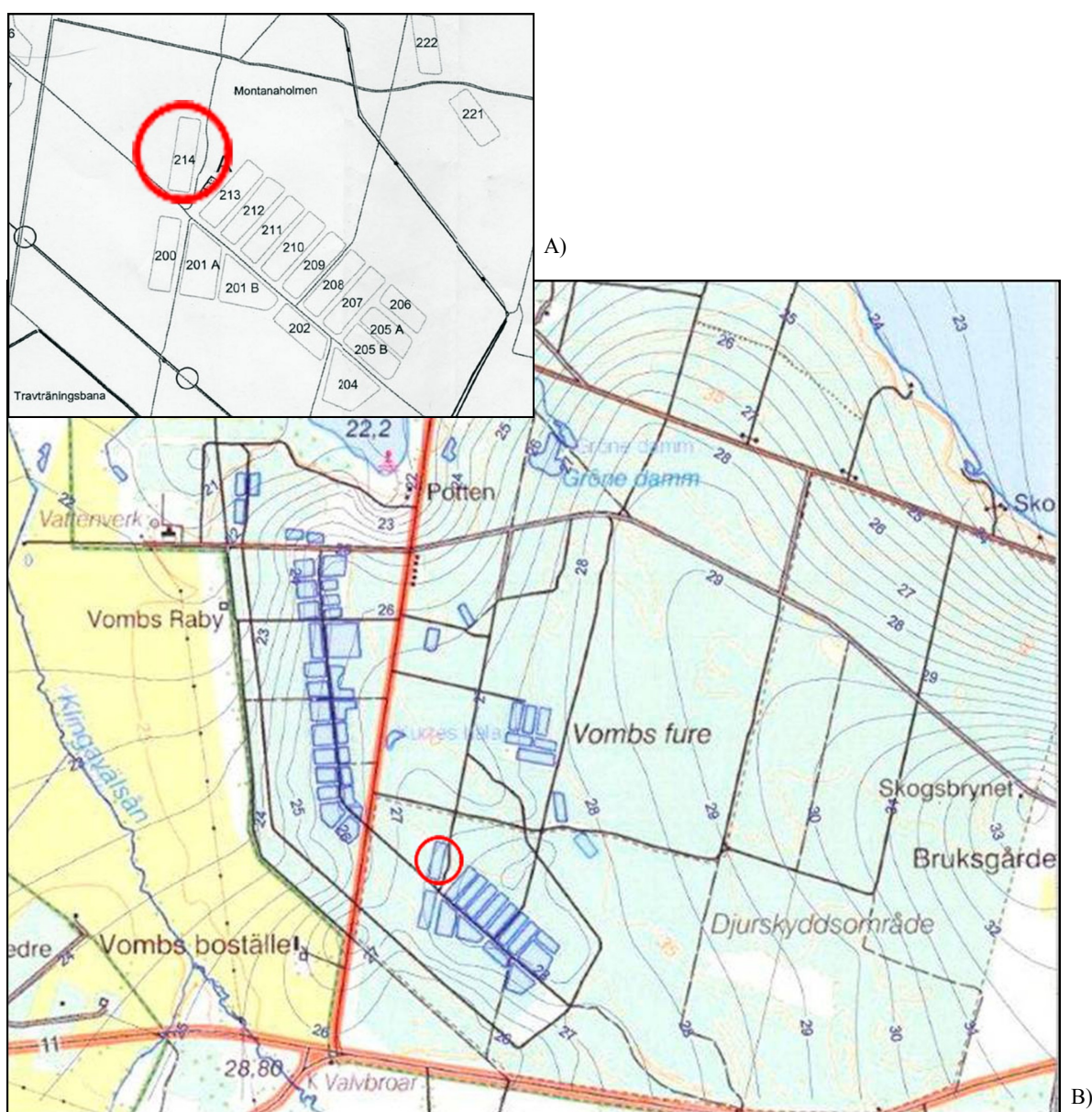


Fig. 15A. Undersökningsområde på Vombfältet med damm 214 inringat (Dammens storlek 50 *170 meter).

B. Samtliga infiltrationsdammar vid Vombverket (grundvattenkarta, Sydsvatten. Skala 1:30 000).



Fig. 16. Gem 2 stångslingram
(www.aeroquestsensortech.com/products/gem2/index.html)

meter och tredje varvet cirka sex meter från slänkrönet.

Därefter gjordes kontinuerliga mätningar längs en referenslinje med längden 190 meter. Referenslinjen mättes ut med måttband och stakkäppar slogs ner på avstånden 0, 50, 100, 150 samt 190 meter (Fig. 17). Vid varje stakkäpp samt vid dammens fyra hörn gjordes en markering med stångslingramen för att få en GPS-position.

Första mätomgången med stångslingramen utfördes den 11 april 2011, sex dagar efter att dammen togs i drift. Den andra mätomgången, den 21 april, mättes bara referenslinjen.

6.2 CVES

6.2.1 Profiler

Mätningarna med CVES utfördes längs tre profiler runt dammen (Fig. 18). Profil 1 och 2 har en längd på 240 meter och profil 3 har längden 120 meter.

Mätningarna började den 19 april 2011 (profil 1 och 2) och fortsatte den 26 april (profil 3). Den 18 och 19 maj gjordes mätningarna i andra mätomgången längs profil 1-3.

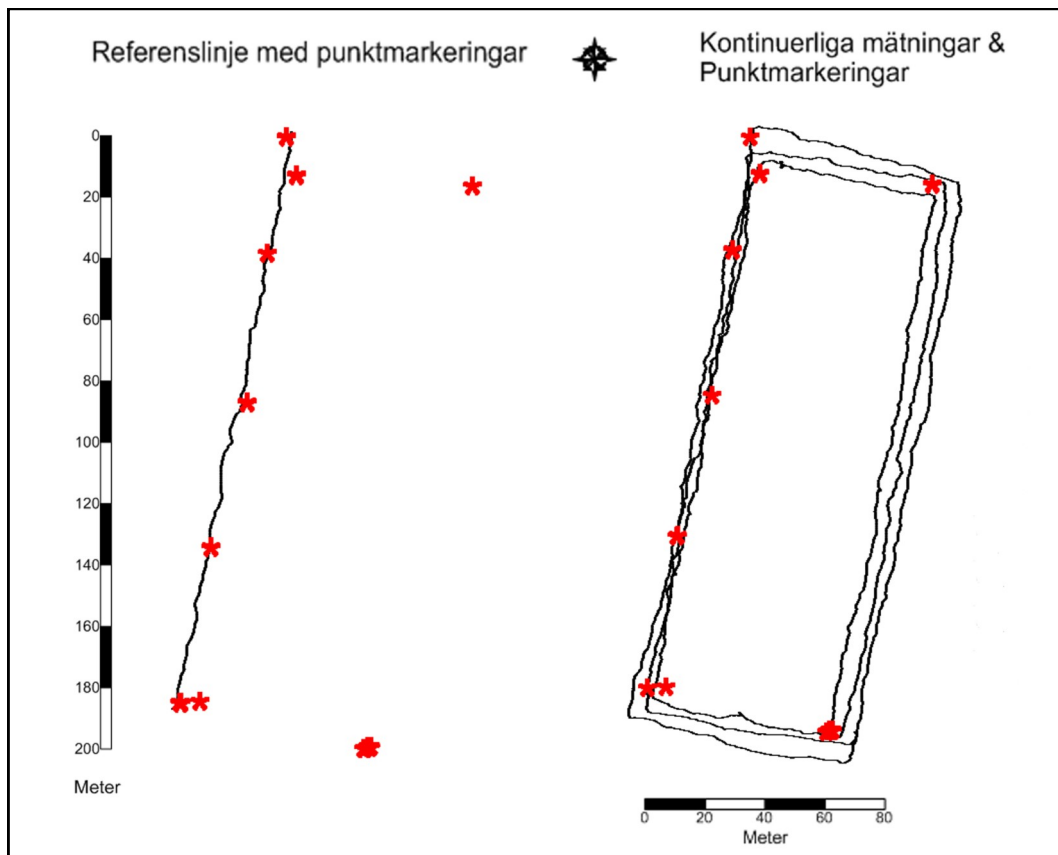


Fig. 17. Vänstra figuren visar den 190 meter långa referenslinjen längs damm 214.

Högra figuren visar de kontinuerliga mätningarna runt dammen.

De röda punkterna vid dammens fyra hörn samt vid stakkäpparna längs referenslinjen är punktmarkeringar som visar GPS-position (figuren gjord i programmet Surfer, Golden software).

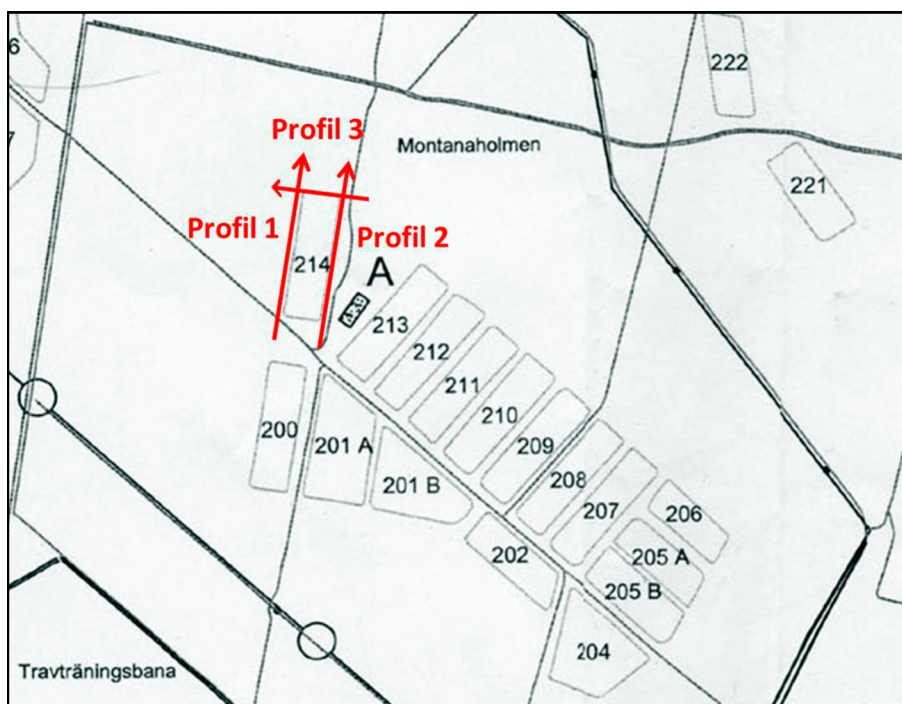


Fig. 18. Profillinjer CVES längs damm 214. Profil 1: 240 m, Profil 2: 240 m, Profil 3: 120 m.

6.2.2 Metodik

CVES-mätningarna utfördes med en ABEM Terrameter LS (Fig. 19). För att få en bättre upplösning valdes 40-meters kablar och två meters elektrodavstånd. Det var mindre viktigt att nå djupt ner i marken, eftersom syftet med mätningen var att undersöka den omättade zonen ovanför grundvattenytan. Protokollat som användes var Grad7LS.

Eftersom sträckan på profil 1 och 2 var längre än ett fullt utlägg på 160 meter tillämpades s.k. *roll-along*-teknik. Det innebär att man efter att ha utfört alla mätningar som kan göras med fyra kablar flyttar den första kabeln till en ny position efter den fjärde i profilriktningen (Fig. 20).

På profil 1 och 2 sattes första elektroden 40 meter ifrån ena hörnet på dammen. Första mätstation-

en blev då vid hörnet, mellan kabel 1 och 2. Mätstationen flyttades sedan fyra gånger. Kabelutlägget blev totalt 240 meter långt (6 x 40 meter).

På profil 3 sattes första elektroden 35 meter ifrån hörnet på dammen, och första mätstationen blev då cirka 5 meter in på kortsidan. Mätstationen flyttades här bara en gång. Kabelutlägget blev här totalt 120 meter långt (3 x 40 meter).

Vid första mätstationen exkluderades kabel 1 och vid sista mätstationen exkluderades kabel 4, detta för att få så bra upplösning som möjligt nära markytan (Terrameter manual, www.abem.se).

6.3 Avvägning

För att inkludera topografien användes höjddata från inmätningen av damm 214, utförd 2006. Vid denna mättes 32 punkter runt dammen, varav en del mättes på



Fig. 19. Utrustning till Terrameter LS (www.ABEM.se/software).

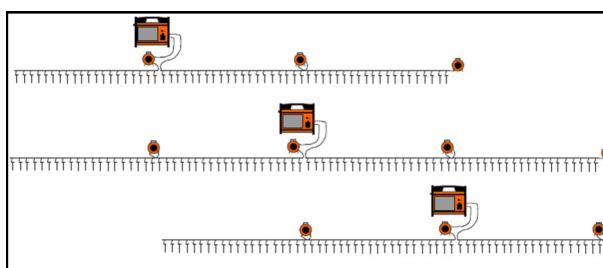


Fig. 20. Överst: Första mätstationen i en roll-along mätning (kabel 1 exkluderad).

Mitten: Andra mätstationen.

Nederst: Sista mätstationen (kabel 4 exkluderad) (Terrameter manual, www.abem.se).

dammbotten, en del på slänkrönet och en del några meter ifrån slänkrönet. Eftersom mätprofilerna började och slutade 35-40 meter från dammen utfördes även en avvägning av ett antal punkter. Lämpliga punkter från både inmätningen och avvägningen har använts till mätprofilerna.

7 Databehandling

7.1 Stångslingram

Datafiler från stångslingramsmätningen bearbetades med programmet EM invertor för att konvertera mätresultaten för respektive frekvens till skenbar konduktivitet. För interpolering och konturering av data användes programmet Surfer (Golden Software) med griddningsmetoden "Triangulering med linjär interpolation".

7.2 CVES

Data från resistivitetsmätningarna kan redovisas som s.k. *pseudosektioner*. En pseudosektion är ett diagram som visar mätprofilen med en x-axel och en vertikal axel som är relaterad till det praktiska nedträngningsdjupet. Pseudosektionen används bara till att redovisa uppmätta skenbara resistivitetsvärden och visar inte markens uppbyggnad (Fig. 21).

För att visa markens uppbyggnad behöver de skenbara resistivitetsvärdena bearbetas till en resistivtetsmodell. Detta görs med hjälp av ett datorprogram. Processen kallas inversion, och innebär att man letar sig fram till en resistivtetsmodell som ger mätdata som överensstämmer med de man mätt upp i verkligheten. Programmet som användes till inverteringarna var RES2DINV. Två olika inversionsmetoder användes; *Robust* och *Least Squares* (Bilaga 4).

Least squares-metoden försöker minimera kvadraten på skillnaden mellan den uppmätta och den beräknade skenbara resistiviteten. En sådan modell är mest lämplig där resistiviteten under markytan förändras på ett mjukt sätt. Om det finns skarpa gränser under markytan tycks dessa gränser suddas ut med denna metod. Ett sätt att mäta skillnaden mellan den uppmätta och den beräknade skenbara resistiviteten är med "root mean squared" (RMS) error. Normalt sett använder man modellen från iterationen efter vilken RMS error inte längre förändras så mycket. Det sker normalt mellan den 3e och den 5e iterationen (www.abem.se, Res2Dinv operators manual).

Robust-metoden minimerar den absoluta skillnaden mellan den uppmätta och den beräknade skenbara resistiviteten (abs). Detta förfarande tycks skapa modeller med skarpa gränser mellan olika regioner med olika resistivitetsvärden, men inom varje region är resistivitetsvärdet nästan konstant (www.abem.se, Res2Dinv operators manual).

För att framhäva de horisontella strukturerna användes värdet 0.5 på "Vertical/horizontal flatness filter ratio", och för att få en bättre upplösning användes "model refinement", där cellerna i modellen har en bredd som är halva elektrodavståndet.

Slutligen gjordes även en time-lapse-invertering som visar den relativa förändringen i resistivitet mellan de två mättillfällena. Inverteringarna sker simultant för att resultaten ska bli så rättvisande som möjligt. Även här användes de två olika inversionsmetoderna *Robust* och *Least squares* (www.abem.se, Res2Dinv operators manual).

8 Resultat

8.1 Stångslingram

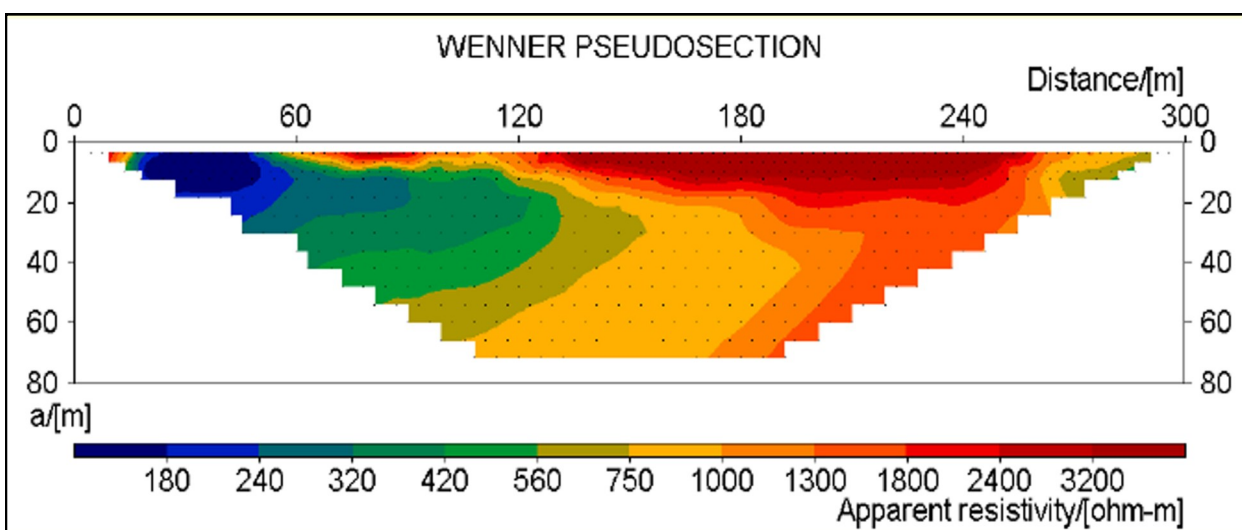


Fig. 21. Exempel på pseudosektion som visar skenbar resistivitet (Jeppsson 2011).

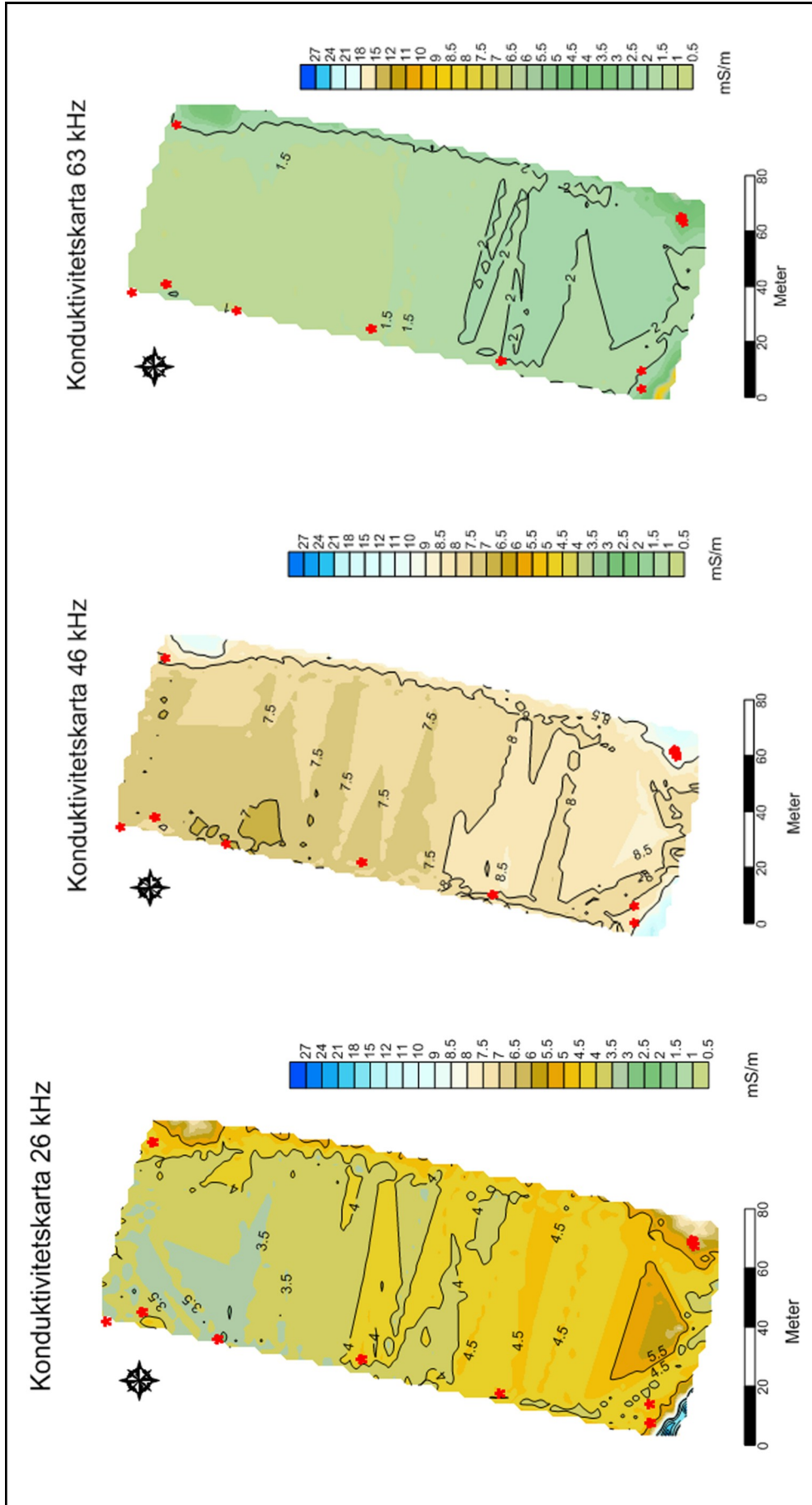


Fig. 22. Interpolerade konduktivitetsvärden vid damm 214 från tre frekvenser. Kontinuerlig mätning med stängslingram.

Vänster: 26 kHz. Mitten: 46 kHz. Höger: 63 kHz

Värden i milli siemens/m (mS/m) (Konduktivitetsskartan gjord i Surfer, Golden Software)

Tabell 3. Beräknad skindepth vid en genomsnittlig resistivitet på 200 ohm m, och ungefärligt undersökningsdjup vid 200 respektive 100 ohm m för de olika frekvenserna.

Frekvens (Hz)	Skindepth (δ) vid 200 ohm m (meter)	Ungefärligt undersökningsdjup vid 200 ohm m ($\delta/5$) (meter)	Ungefärligt undersökningsdjup vid 100 ohm m
26175	44	9	6
46925	33	7	5
63025	28	6	4

8.1.1 Konduktivitet

Den skenbara konduktiviteten var högst på frekvensen 46 kHz och lägst på frekvensen 63 kHz. På alla frekvenserna minskade konduktiviteten i den norra delen av dammen (Fig. 22). Mätvärdena för frekvensen 8 kHz var orimliga och har därför inte tagits med i rapporten. Beräknad *skindepth* visas i Tabell 3.

8.1.2 Referenslinjen

Liksom den kontinuerliga mätningen runt dammen visade mätningen längs referenslinjen högst värden på frekvensen 46 kHz och en minskning i konduktivitet norrut längs linjen.

Two mätningar utfördes längs referenslinjen med tio dagars mellanrum. Vid första mättillfället hade dammen varit i drift i sex dagar. Vid andra mättillfället såg mönstret på värdena likadant ut, men alla konduktivitetsvärdena hade ökat avsevärt (Fig. 24).

8.1.3 Tolkning

De interpolerade skenbara konduktivitetsvärdena visar ett genomsnittligt värde till olika djup på de olika frekvenserna. Av de tre frekvenserna 26, 46 och 63 kHz hade frekvensen 46 kHz högst konduktivitet. Med frekvensen 63 kHz var värdena låga vilket tyder på att vågen till stor del varit ovanför grundvattenytan.

Den lägsta frekvensen på 26 kHz nådde störst djup, men visade ändå lägre konduktivitetsvärden än frekvensen 46 kHz. Det kan betyda att jordlagren en bit nedanför grundvattenytan har en lägre konduktivitet och att den genomsnittliga konduktiviteten därför blir lägre med den frekvensen.

Alla frekvenserna visar lägre konduktivitet i den norra delen av dammen, vilket troligen beror på att dammbotten i denna del inte var vattentäckt under tiden för mätningen (Fig. 23). Mindre mängd vatten i

den omättade zonen kan därför vara förklaringen till den lägre konduktiviteten där.

Enligt WSP-undersökningen från 2004 var grundvattenytan något högre i den södra änden av det planerade dammområdet. Detta stämmer också väl överens med den sjunkande konduktiviteten från södra till norra änden längs referenslinjen. Den stora generella ökningen i konduktivitet längs referenslinjen mellan första och andra mättillfället beror troligen på att grundvattennivån stigit.

8.2 CVES

Grundvattenytan ser enligt resistivitetsmätningen ut att ligga på runt 28,5 m ö. h. i södra änden av dammen och cirka 1,5 m lägre i norra änden på både profil 1 och profil 2. Vid den andra mätomgången (Fig. 25-28) låg grundvattenytan på samma ungefärliga nivå. Den relativa skillnaden i resistivitet mellan de två mättillfällena syns tydligast i time-lapse-modellerna.

8.2.1 Profil 1 och 2

Time-lapse-modellerna visar en minskning i resistivitet på 10-25 % från grundvattenytan och ner till cirka 17 m ö. h. (Fig. 25-28). Skillnaden är större i den södra halvan av dammen där botten var vattentäckt (Fig. 23). De översta metrarna i norra halvan av dammen visade ingen minskning i resistivitet.

8.2.2 Profil 3

Längs den norra kortsidan av dammen skedde nästan ingen minskning alls i resistivitet, utan snarare en ökning (Fig. 29-30). Norra delen av dammbotten blev aldrig vattentäckt under tiden för de två mätningarna. Vädret var varmt och soligt i några veckor mellan de två mättillfällena.



Fig. 23. Foto över damm 214 på Vombfältet, taget från norra änden mot söder. Bilden visar att ungefär halva dammen har vattentäckt botten, i södra änden (Foto: Anneli Löfgren).

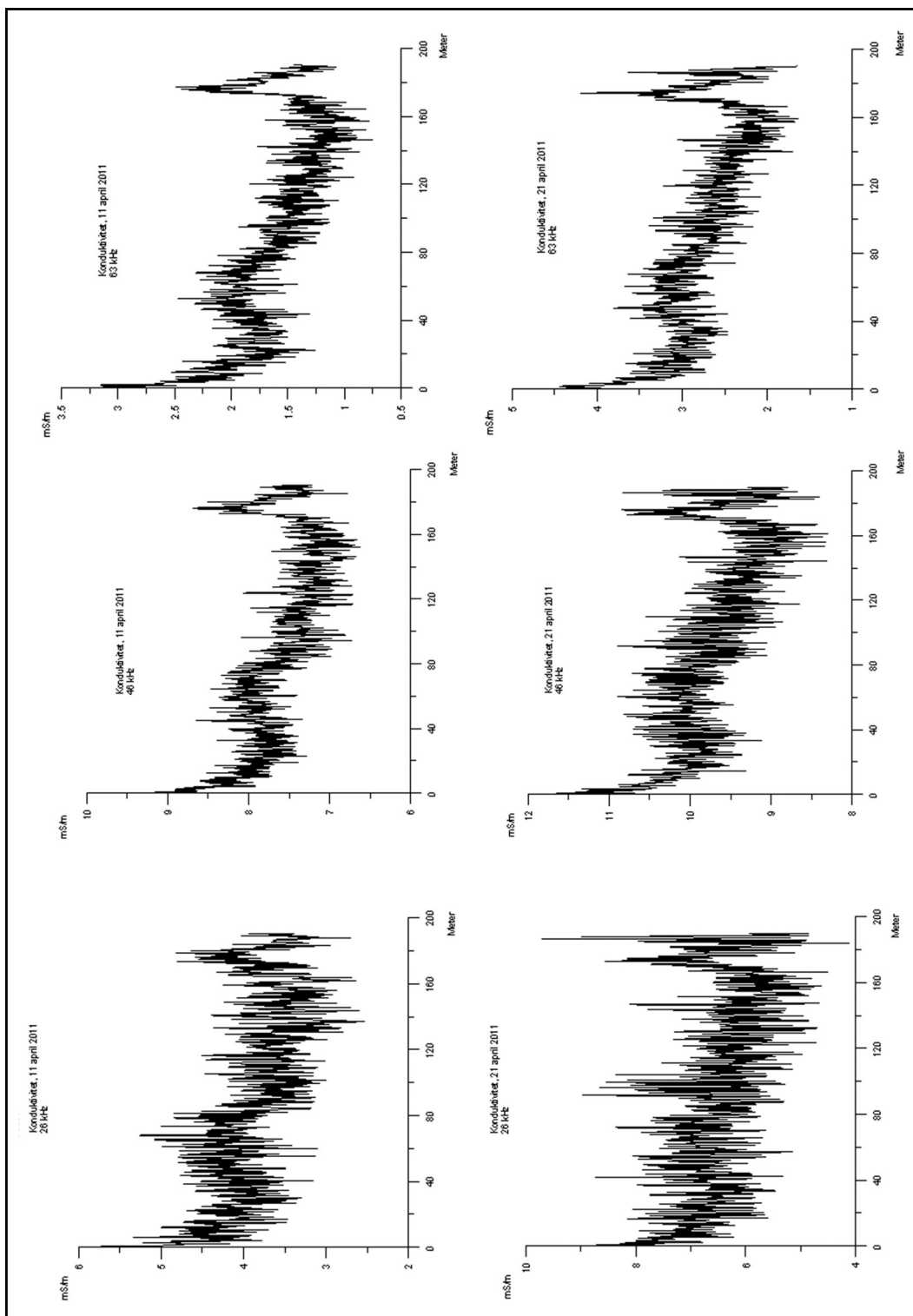


Fig. 24. Figuren visar jämförelser mellan två kontinuerliga mätningar längs referenslinjen med tio dagars mellanrum. De övre figurerna visar mätningar från den 11 april 2011, och de nedre figurerna från den 21 april 2011. Vänster: 26 kHz, Mitten: 46 kHz, Höger: 63 kHz. (Diagram gjort med Grapher, Golden Software).

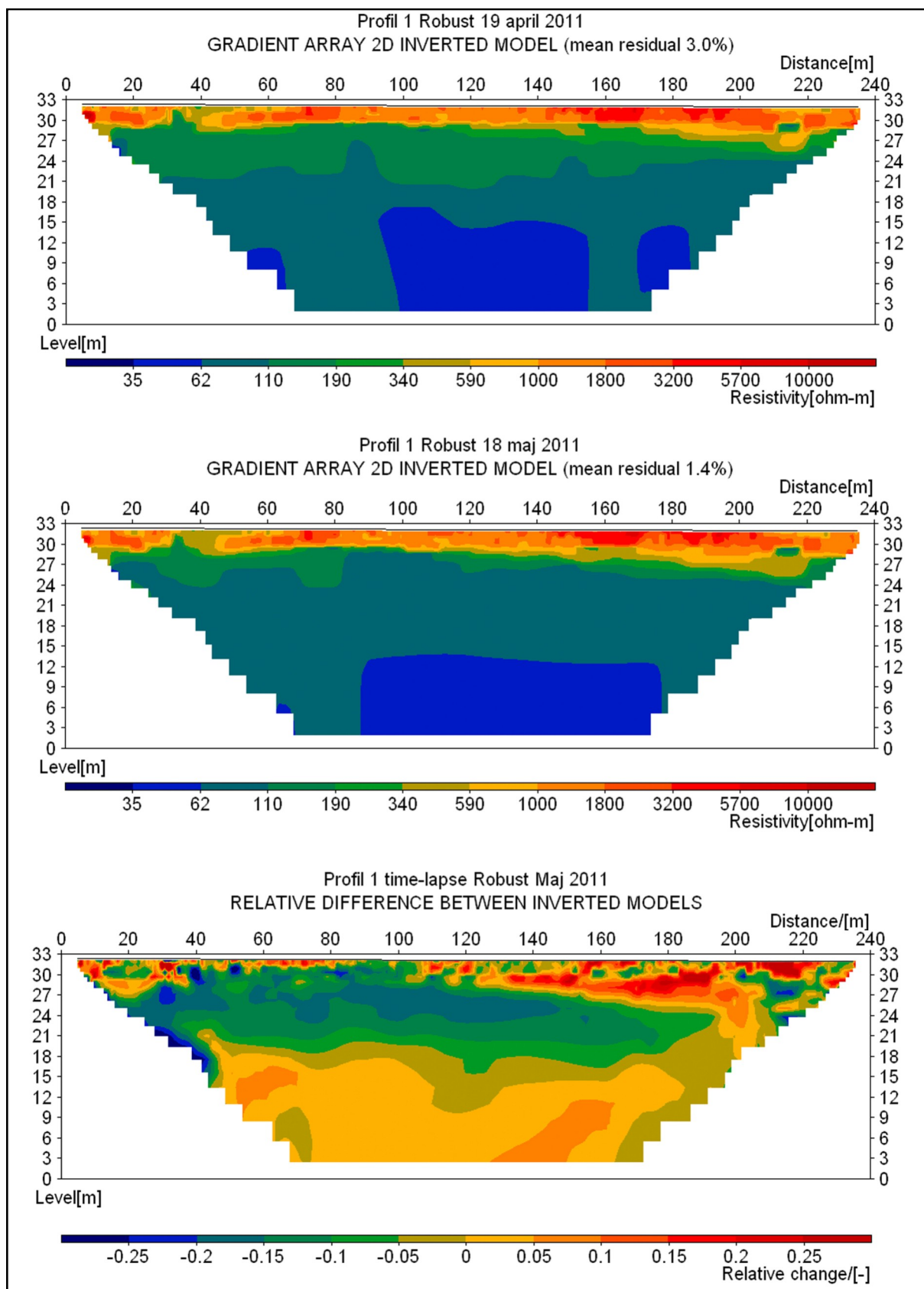


Fig. 25. Jämförelse mellan resistivitetsmätningarna i april och maj 2011 på profil 1. Nederst en time-lapse-invertering av två tidigare mätningarna. Inversionsmetod: Robust. Lodrät axel visar nivån i meter över havet och den horisontella axeln visar distansen i meter. Skalan visar den relativa förändringen mellan första och andra mättillfället (sektionerna visas i programmet Erigraph).

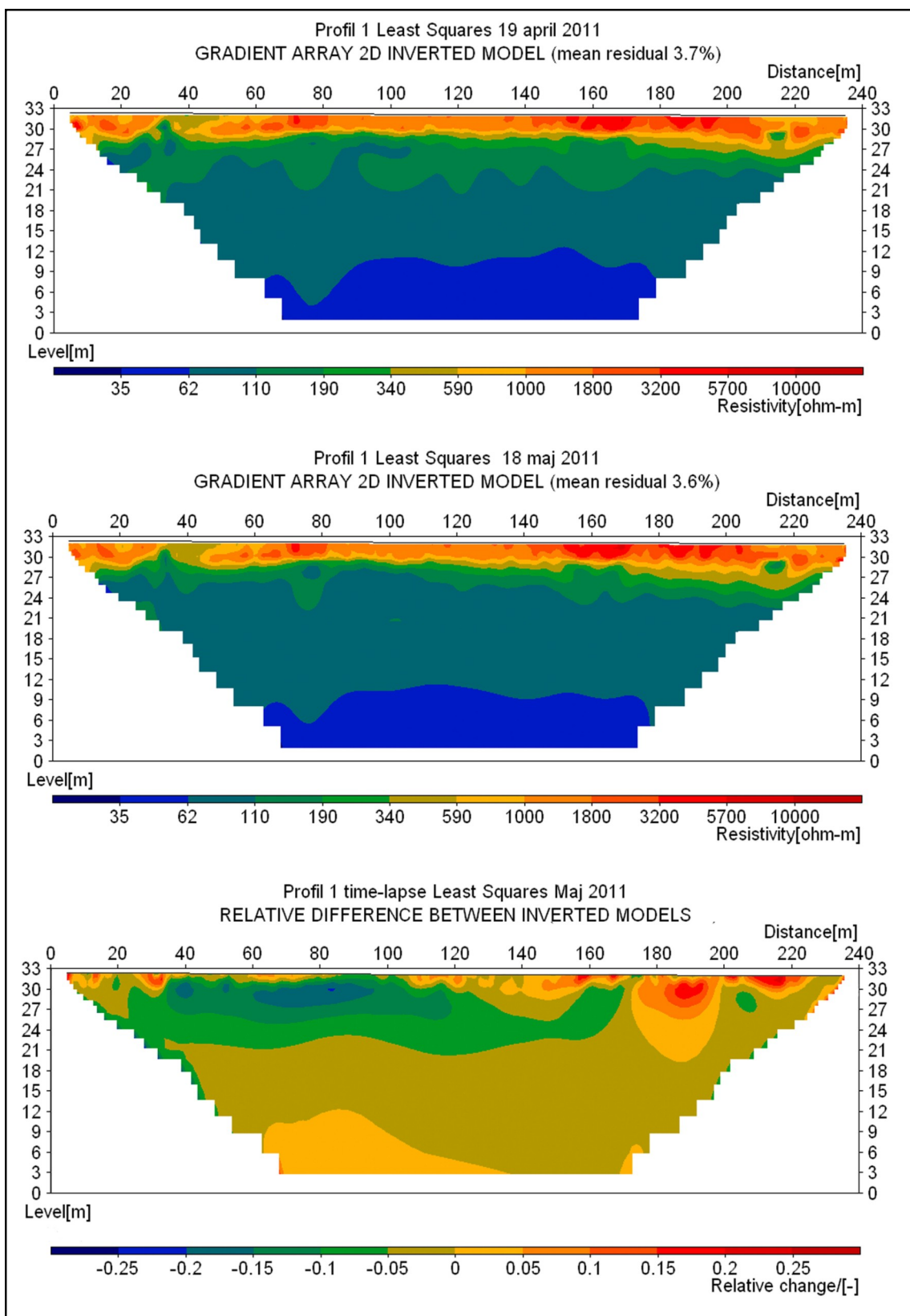


Fig. 26. Jämförelse mellan resistivitetsmätningarna i april och maj 2011 på profil 1. Nederst en time-lapse-invertering av de två tidigare mätningarna. Inversionsmetod: Least squares. Lodrät axel visar nivån i meter över havet och den horisontella axeln visar distansen i meter. Skalan visar den relativa förändringen mellan första och andra mättillfället (sektionerna visas i programmet Erigraph).

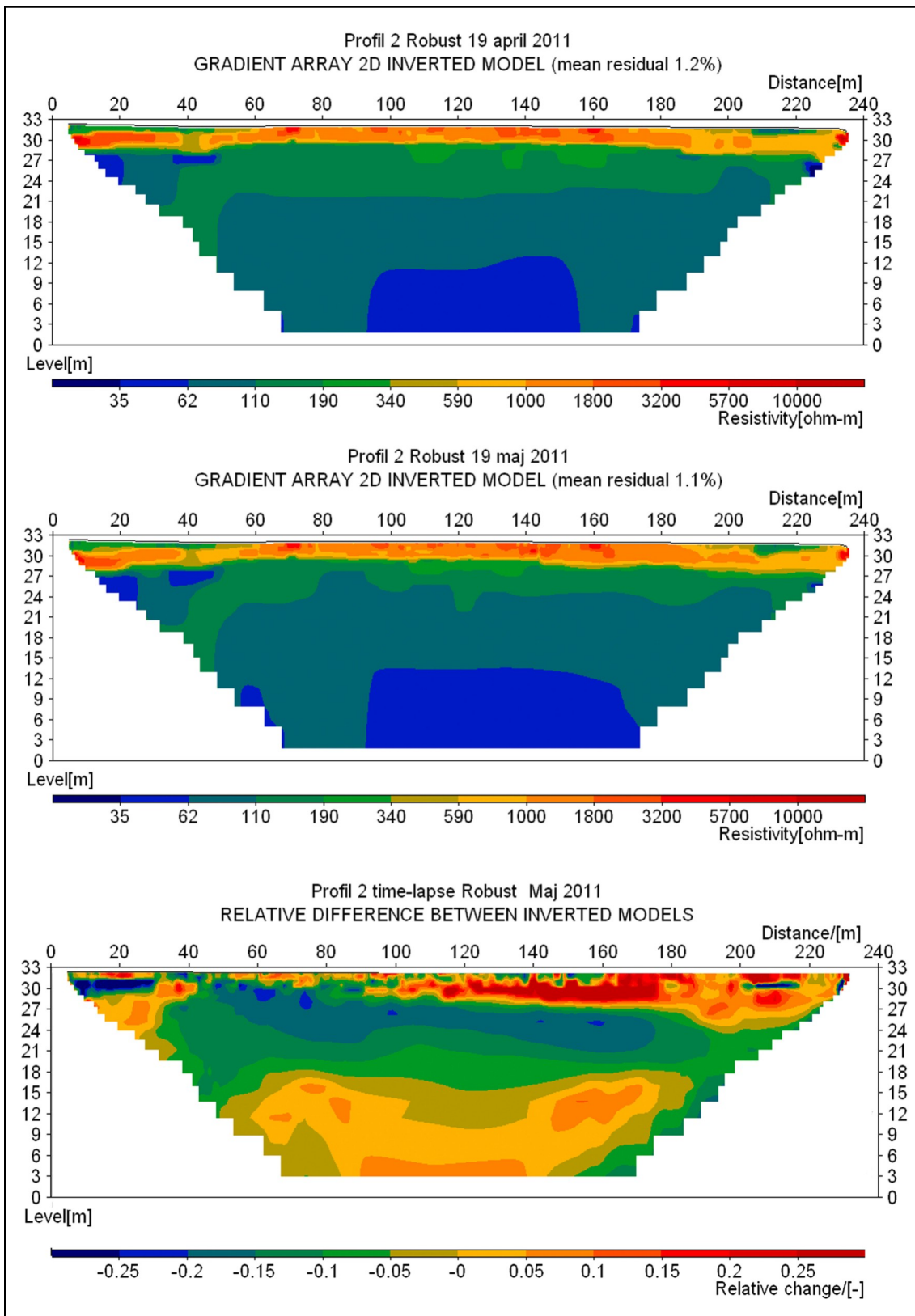


Fig. 27. Jämförelse mellan resistivitetsmätningarna i april och maj 2011 på profil 2. Nederst en time-lapse-invertering av de två tidigare mätningarna. Inversionsmetod: Robust. Lodräta axeln visar nivån i meter över havet och den horisontella axeln visar distansen i meter. Skalan visar den relativa förändringen mellan första och andra mätfallet (sektionerna visas i programmet Erigraph).

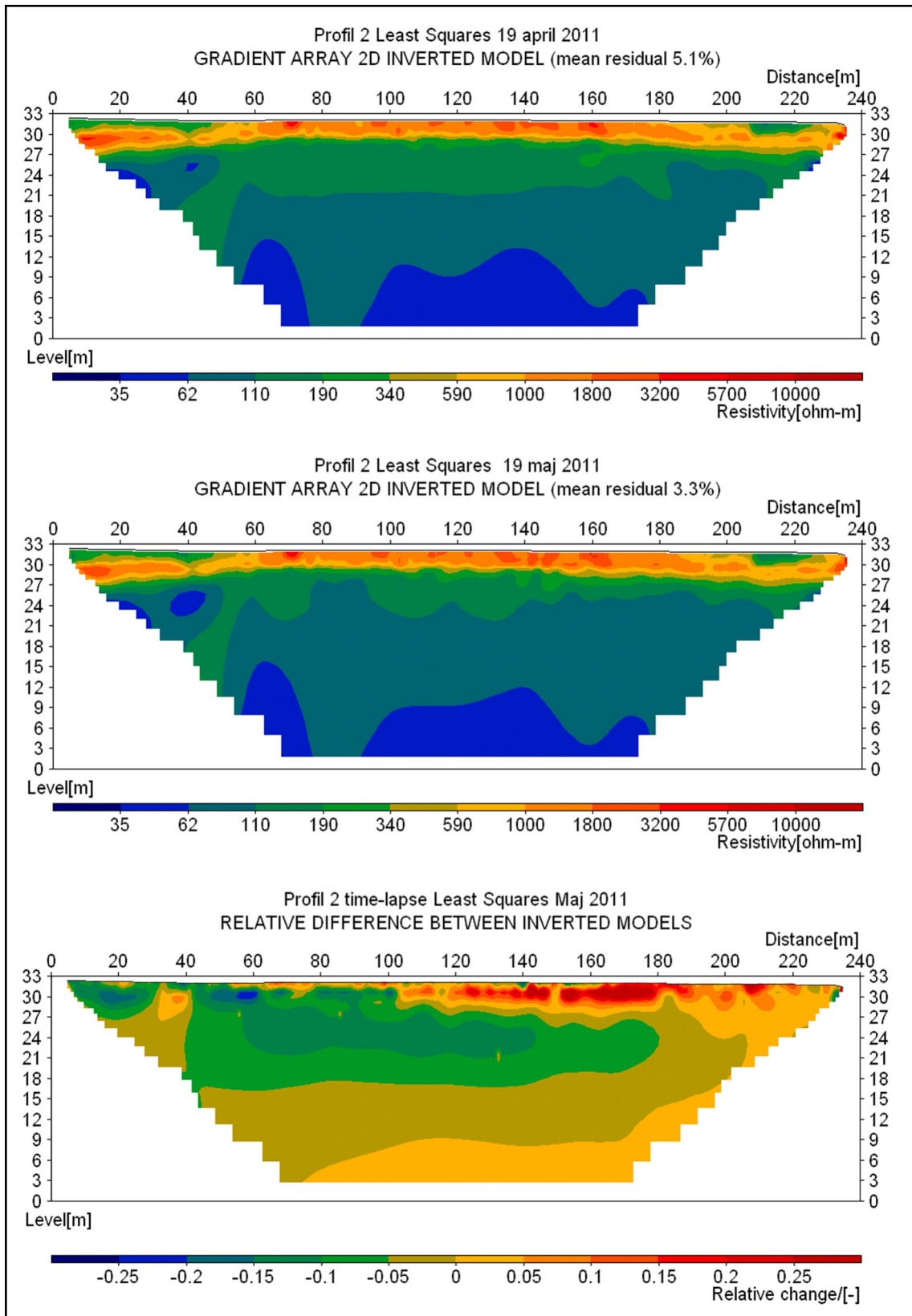


Fig. 28. Jämförelse mellan resistivitetsmätningarna i april och maj 2011 på profil 2. Nederst en time-lapse-invertering av de två tidigare mätningarna. Inversionsmetod: Least squares. Lodrät axel visar nivån i meter över havet och den horisontella axeln visar distansen i meter. Skalan visar den relativa förändringen mellan första och andra mättillfället (sektionerna visas i programmet Erigraph).

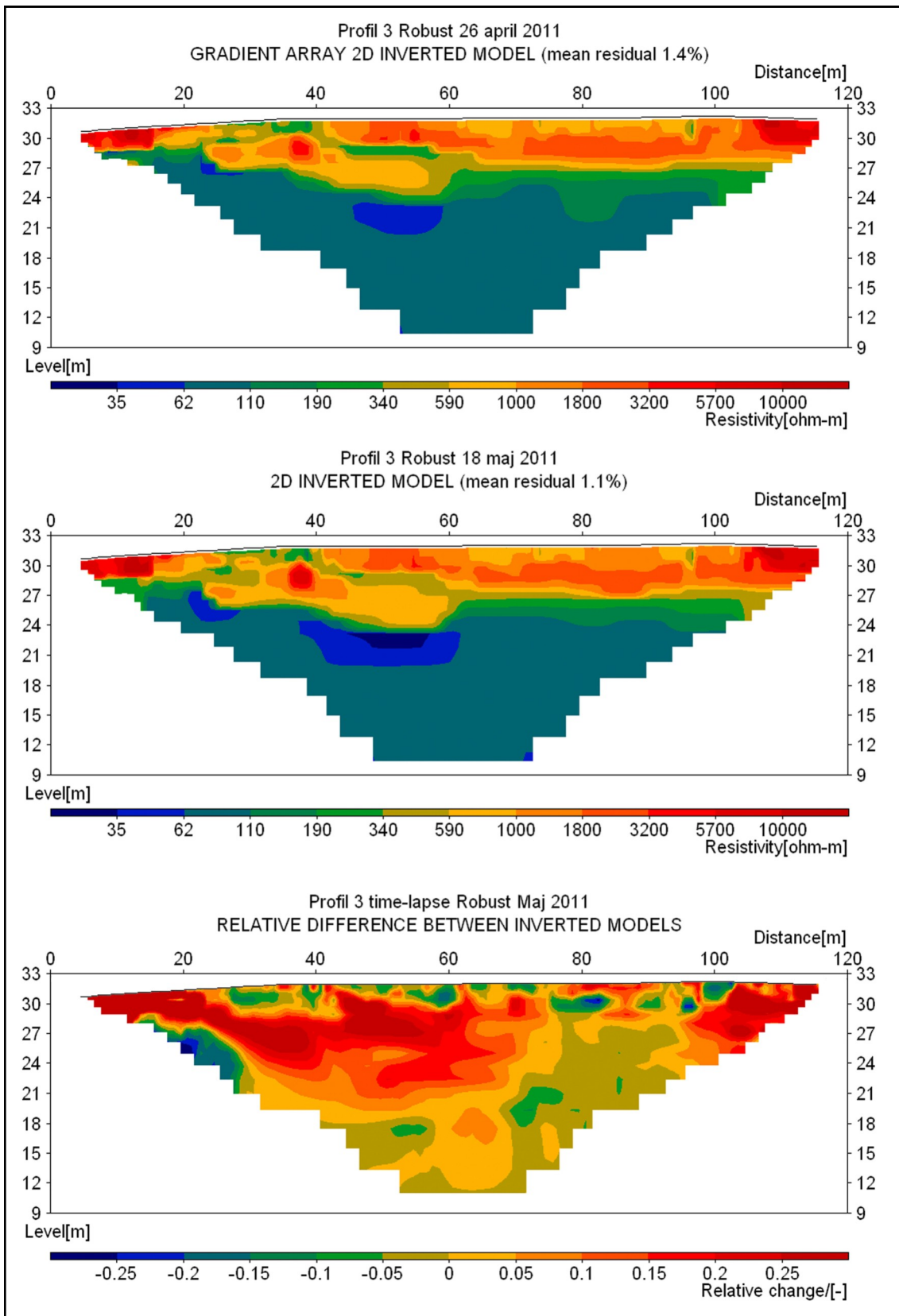


Fig. 29. Jämförelse mellan resistivitetsmätningarna i april och maj 2011 på profil 3. Nederst en time-lapse-invertering av de två tidigare mätningarna. Inversionsmetod: Robust. Lodrät axel visar nivån i meter över havet och den horisontella axeln visar distansen i meter. Skalan visar den relativa förändringen mellan första och andra mättilfället (sektionerna visas i programmet Erigraph).

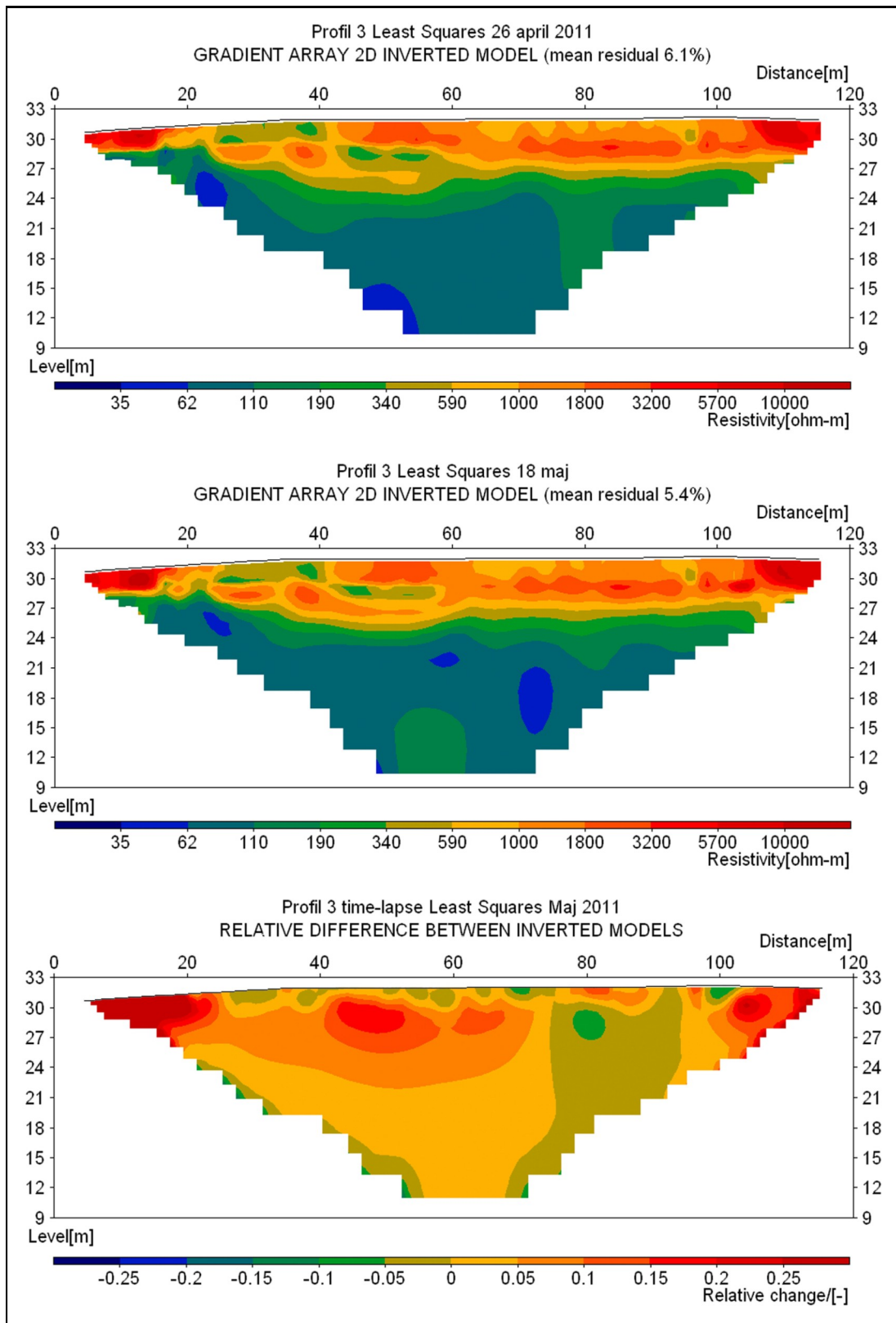


Fig. 30. Jämförelse mellan resistivitetsmätningarna i april och maj 2011 på profil 1. Nederst en time-lapse-invertering av de två tidigare mätningarna. Inversionsmetod: Least squares. Lodrät axel visar nivån i meter över havet och den horisontella axeln visar distansen i meter. Skalan visar den relativa förändringen mellan första och andra mättillfället (sektionerna visas i programmet Erigraph).

8.2.3 Tolkning

Modeller av både individuella inversioner från de två mättillfällena och time-lapse-inversioner visas i Fig. 25-30.

8.2.3.1 Profil 1 och 2

Den tydliga relativa minskningen i resistivitet som skett under grundvattenytan och ner till 17 meters djup kan bero på att temperaturen på vattnet från Vombsjön i maj är högre än grundvattnets och att resistiviteten därför minskar när sjövattnet blandas med grundvattnet i marken. Vattnet som täcker dammbotten är endast cirka tio centimeter djupt och blir troligen ganska snabbt uppvärmt av solen. När det uppvärmda vattnet infiltreras ner i marken kan det vara ytterligare en orsak till en sjunkande resistivitet under grundvattenytan.

Den relativa minskningen i resistivitet börjar cirka 40 meter in på profilen, vilket är vid södra änden av dammen. Minskningen pågår till ungefär 200 meter in på profilen, vilket är vid norra änden av dammen. Den relativa minskningen är störst vid den södra halvan av dammen, vilket troligen beror på att dammbotten där var vattentäckt, och att infiltrationen av uppvärmt vatten sker där.

På de inverterade modellerna kan man se att grundvattenytan ligger lite högre i den södra änden av dammen, liksom vid WSP-undersökningen från 2004.

8.2.3.2 Profil 3

Ökningen i resistivitet här kan bero på att infiltrationen av sjövattnet inte når hit, eftersom profilen ligger några meter norr om dammen. Det hade varit soligt och varmt i några veckor, och marken hade blivit torrare och porfyllnadsgraden lägre i den omättade zonen.

9 Diskussion

Varför använda geofysiska metoder för att kontrollera grundvattenytans läge istället för att bara helt enkelt installera några observationsrör i anslutning till dammen? Min uppfattning är att man borde kunna se en förändring av porfyllnadsgraden med hjälp av geofysiska metoder lite innan man kan se en förändring av grundvattennivån i ett observationsrör. Om porfyllnadsgraden minskar kan det vara ett tecken på att infiltrationen minskat, kanske pga. en ökad ansamling av organiskt material på dammbotten eller också pga. ett minskat tillflöde av sjövattnet i dammen. En ökning av porfyllnadsgraden kan å andra sidan bero på ett ökat tillflöde av vatten.

Grundvattennivåns höjdläge under dammen är en viktig faktor eftersom det krävs syre för nedbrytning av organiskt material från sjön. Är den omättade zonen för tunn blir mängden tillgängligt syre för nedbrytning otillräcklig. Syre mängden kan även bli för låg i marken om porfyllnadsgraden blir för hög, vilket innebär

att det är viktigt att hålla denna under uppsikt.

Med geofysiska metoder kan man även kartera heterogeniteter i marken. Vid dessa kan det uppstå skillnader i den omättade zonens tjocklek. Kartering av heterogeniteter kan göras med hjälp av stångslingram. Genom att interpolera geofysiska data kan man identifiera områden där avvikande förhållanden (kanske snabbare flöden) kan förekomma. Om man upptäcker sådana områden kan man välja ut lämpliga profiler för mätning med CVES, för att få en bättre överblick av resistiviteten i jordlagren. Med dessa data kan man sedan göra en bedömning av hur situationen ser ut i den omättade zonen.

Då förändringar av resistiviteten även kan bero på skillnader i temperatur mellan sjövattnet som infiltreras i dammen och grundvattnet är det en god idé att även utföra temperaturmätningar av grundvatten och sjövattnet i samband med de geofysiska mätningarna.

För att endast kontrollera grundvattennivån räcker det med observationsrör, men då grundvattennivån kan skilja sig ganska mycket åt inom en och samma damm skulle man behöva ett observationsrör på varje kortsida av dammen för att kunna fastställa nivån på grundvattnet. Finns det mycket heterogeniteter i jordlagren kan det behövas ännu fler observationsrör.

Jag anser att geofysiska metoder skulle vara ett bra komplement till observationsrör, då geofysiska metoder förutom att visa gränsen mellan den omättade och den mättade zonen även kan ge lite mer information om jordlagren (bl.a. uppbyggnad, heterogeniteter och förändringar i porfyllnadsgraden).

9.1 Stångslingram

Mätningarna utfördes på markytan som låg på cirka 32 m ö. h., men nivån på dammbotten är cirka 30 m ö. h. Troligen är konduktivitetens värdena i dammen egentligen lite högre i verkligheten än i de interpolerade värdena.

När det gäller de orimliga resultaten från frekvensen 8 kHz kan det vara så att sekundärfältet blir litet pga. att frekvensen är låg, vilket ger låg induktion. Dessutom blir sändareffekten, fördelad på fyra frekvenser, låg då induktionens storlek beror på sändareffekten, sändarfrekvensen och markens resistivitet.

Att konduktivitetens värdena är högre på frekvensen 46 kHz än på 26 kHz tyder på att det finns lager med lite grövre material längre ner i marken, under grundvattenytan, vilket då ger en lägre genomsnittlig konduktivitet på 26 kHz.

Längs referenslinjen kan man se en sjunkande konduktivitet från söder mot norr, vilket tyder på en högre grundvattennivå i söder och en

lägre i norr. Detta stämmer väl med WSP's undersökning från 2004 (Bilaga 2).

9.2 CVES

Den ursprungliga planen var att undersöka om man med geofysiska metoder kunde se hur grundvattenytans läge förändras efterhand som mer vatten tillförs dammen. Vid första mättillfället den 19 april var grundvattenytans läge på 28,3 m ö. h. i observationsröret "Ola Conny". Den 28 april hade nivån ökat till 28,5 m ö. h. Vid andra mättillfället, den 18 maj, hade nivån sjunkit igen till 28,3 m ö. h. De ansvariga på Vombverket tyckte att nivån hade blivit för hög, och hade i mellantiden minskat inflödet till dammen. Notabelt är att den genomsnittliga grundvattennivån för området tidigare har uppmätts till 27,5 m ö.h. (Bilaga 3).

Tyvärr innebar detta för min undersökning att det inte gick att utläsa någon skillnad på grundvattenytans läge mellan de två mättillfällena. Vad som däremot kunde ses var en förändring i resistivitet, mestadels i nivåerna under grundvattenytan. Även om det inte skedde någon förändring i grundvattennivån under denna undersökning, så är jag övertygad om att det är möjligt att utläsa eventuella förändringar i grundvattennivån med geofysiska metoder.

Eftersom man inte vet exakt hur mäktig den kapillära zonen är så är det svårt att avgöra exakt var grundvattenytan ligger, men man kan åtminstone se förändringar i den omättade zonen (överslagsvärden på kapillära höjder för olika jordarter, Tabell 1).

Minskningen i resistivitet under den mättade zonen fortsatte ner till cirka 17 m ö. h. där sanden övergår i lera. Den troligaste anledningen till denna minskning i resistivitet är att vattnet från Vombsjön hunnit bli varmare vid det andra mättillfället i maj och att skillnaden i temperatur mellan sjövattnet och grundvattnet gör att resistiviteten sjunker. Vattentemperaturen i Vombsjön varierar mellan cirka 0 grader på vintern och ungefär 20 grader på sommaren. Grundvattentemperaturen vid dammarna varierar mellan cirka 5 grader på vintern och cirka 13 grader på sensommaren.

I den södra änden av dammen kan man även se en liten resistiviteetsminskning ovanför grundvattenytan, vilket troligen beror på att dammbotten där var vattentäckt och att det grunda vattnet på dammbotten blivit uppvärmt av solen.

Mätvärdena för profil 3 skiljer sig mycket från de andra två profilerna. Man kan se lite resistiviteetsminskning på några ställen runt grundvattenytan. Under grundvattenytan ser man däremot bara en ökning i resistivitet. Orsaken till detta kan vara mätteknisk eftersom en del problem uppstod vid mätningen längs den profilen. Marken där var hård och torr och krävde vattning av elektroderna. Eftersom profil 3 ligger några meter norr om dammen har den kanske inte påverkats så mycket av infiltrerande sjövattnet. I den norra delen av dammen blev dessutom dammbotten aldrig vattentäckt.

En annan möjlig orsak till ökningen i resistivitet här kan också vara att marken blivit torrare under några veckor med mycket soligt väder, vilket kanske gjort att porfyllnadsgraden i den omättade zonen sjunkit och resistiviteten därmed ökat. Även här sträcker sig förändringen i resistivitet under grundvattenytan ner till leran.

Det hade varit önskvärt med observationsrör nära dammen, på båda kortsidorna, för att kunna kontrollera mätdata. Enligt tidigare undersökningar (WSP 2004) var grundvattenytans läge högre i den södra änden än i den norra änden. Hade man haft observationsrör i nära anslutning till dammen kunde man dessutom ta vattenprover på grundvattnet för att jämföra med vattnet från Vombsjön, och bedöma om resistivitetsskillnaden beror på något annat än vattentemperaturen. Jämför man istället med vattnet i närmaste brunn blir det inte lika noggranna resultat, eftersom vattnet i brunnen kommer från mer än en damm. Dessutom är det sannolikt temperaturskillnader mellan vattnet i brunnen och grundvattnet under dammen.

10 Slutsatser

Min slutsats är att man absolut kan använda geofysiska metoder för att mäta mäktigheten på den omättade zonen i infiltrationsdammarna, åtminstone när kontrasten är tillräckligt stor. I det här fallet var kontrasten väldigt tydlig.

Jag tror också att man kan följa det dynamiska förloppet i den omättade zonen när grundvattenytans läge förändras i samband med att mer vatten tillförs dammarna. Man ser tydliga resistivitetsskillnader mellan första och andra mättillfället med både stångslingram och CVES. Eftersom man bara ser genomsnittliga värden med stångslingramen tror jag att CVES lämpar sig bäst för att följa det dynamiska förloppet.

Man måste ta med i beräkningen att resistiviteten i marken kommer att variera under året pga. fluktuerande sjövattemperaturer och grundvattentemperaturer. Formel 4 (kap. 4.2.2.3) kan användas för att visa EC-temperaturrelationen.

Både stångslingram och CVES speglade situationen i infiltrationsdammen väl eftersom mätningarna tydligt avspeglade vilken del av dammen som hade vattentäckt botten. Båda metoderna visade tydliga skillnader i mätvärdena mellan de två mättillfällena. Om man använder stångslingram till översiktliga undersökningar och CVES till detaljundersökningar så kompletterar de båda metoderna varandra väl.

Geofysiska metoder är ett bra komplement till observationsrör, bl.a. eftersom man kan kartera heterogeniteter med hjälp av stångslingram och genom interpolering av data få en ungefärlig uppfattning om hur det ser ut i hela dammområdet. Med hjälp av geofysiska metoder kan man ha regelbunden övervakning av den omättade zonen och därmed optimera driften i dammarna.

11 Rekommendationer

Vid regelbundna geofysiska mätningar vore det önskvärt att markera elektrodernas positioner i marken med stationära stakkäppar för att säkerställa att mätningarna görs i samma punkter varje gång. Detta är viktigt för att kunna jämföra resultaten från olika mät-tillfällen, eftersom marken inte är homogen.

Det hade varit bra med fler CVES-mätningar vid dammarna med längre tids mellanrum för att se hur den omättade zonen förändras vid en större ansamling av organiskt material på dammbotten.

Vid tidpunkterna för de geofysiska mätningarna vore det önskvärt att ha mätningar av vattentemperatur i tillfört vatten från Vombsjön, kombinerat med mätning av grundvattentemperaturen under infiltrationsdammen. Genom detta förfarande skulle EC-temperaturrelationen kunna beräknas. För att kunna genomföra en sådan mätning behövs ett observationsrör i så nära anslutning till dammen som möjligt.

12 Tackord

Jag vill rikta ett stort tack till Johanna Holm för ett mycket bra samarbete vid fältarbetet.

Jag vill också tacka mina handledare för all hjälp under examensarbetet:

Hans Jeppsson (konsult på WSP), Professor Dan Hammarlund (geologiska institutionen), Kenneth M. Persson (Professor på LTH, samt forskningschef på Sydsvatten) samt Professor Torleif Dahlin (LTH) som var inofficiell handledare.

Tack också till Torbjörn Sandström och Kilian Barth, som hjälpte till med resistivitetsmätningen vid ett par tillfällen.

Sist men inte minst vill jag tacka Lars-Anders Fridström (platschef) och personalen på Vombverket för att jag fick tillstånd att göra undersökningen vid infiltrationsdammen och för att de gav mig tillgång till resultat från tidigare undersökningar.

13 Referenser

AB Sydsvatten Vombverket, 1989: Grundvattenundersökningar, Bedömning av framtida utbyggingsmöjligheter. Sammanfattande hydrogeologiska rapport 1988-89. Kjessler & Mannerstråle AB. Halmstad. Opublicerat.

Daniel, E., 1992: Beskrivning till jordartskartorna Tomelilla SV och Ystad NV. Sveriges Geologiska Undersökning Ae 99-100, 149 pp.

Erlström, M., Sivhed, U., Wikman, H. & Kornfält, K.-A., 2004: Beskrivning till berggrundskartorna 2D Tomelilla NV, NO, SV, SO, 2E Simrishamn NV, SV, 1D Ystad NV, NO, 1E Örn-

husen NV. Sveriges Geologiska Undersökning Af 212-214, 141 s.

Gustafsson, O., Thunholm, B., Gustafsson, M. & Rurling, S., 2005: Beskrivning till kartan över grundvattnet i Skåne län. Sveriges Geologiska Undersökning Ah 15, 82 s.

Hayashi, M., 2004: Temperature – Electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada

Jeppsson, H., 2003: Elektromagnetiska metoder, Kompendium i Geofysiska undersökningsmetoder, GEL 546. Geologiska institutionen, Lunds universitet. Opublicerat.

Jeppsson, H., 2006: Geoelektriska metoder inom tillämpad geofysik, Kompendium i Geofysiska undersökningsmetoder, GEL 546. Geologiska institutionen, Lunds universitet. Opublicerat.

Jeppsson, H., 2011: Elektromagnetiska metoder del 1. Föreläsningmaterial, Geologiska institutionen, Lunds universitet. Opublicerat.

Jeppsson, H., 2011: Geoelektriska metoder. Föreläsningmaterial, Geologiska institutionen, Lunds universitet. Opublicerat.

Manzella, A., 2007: Geophysical methods in geothermal exploration. Italian National Research Council, International Institute for Geothermal Research, Pisa. Webpage: http://cabiarta.uchile.cl/revista/12/articulos/pdf/A_Manzella.pdf, 40pp.

Palacky, G.J., 1987: Resistivity characteristics of geologic targets. Electromagnetic methods in applied geophysics, ed. M.N. Nabighian, Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, pp 53-130.

Reynolds, J.M., 1997: An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. England: John Wiley & Sons Ltd. 796 pp.

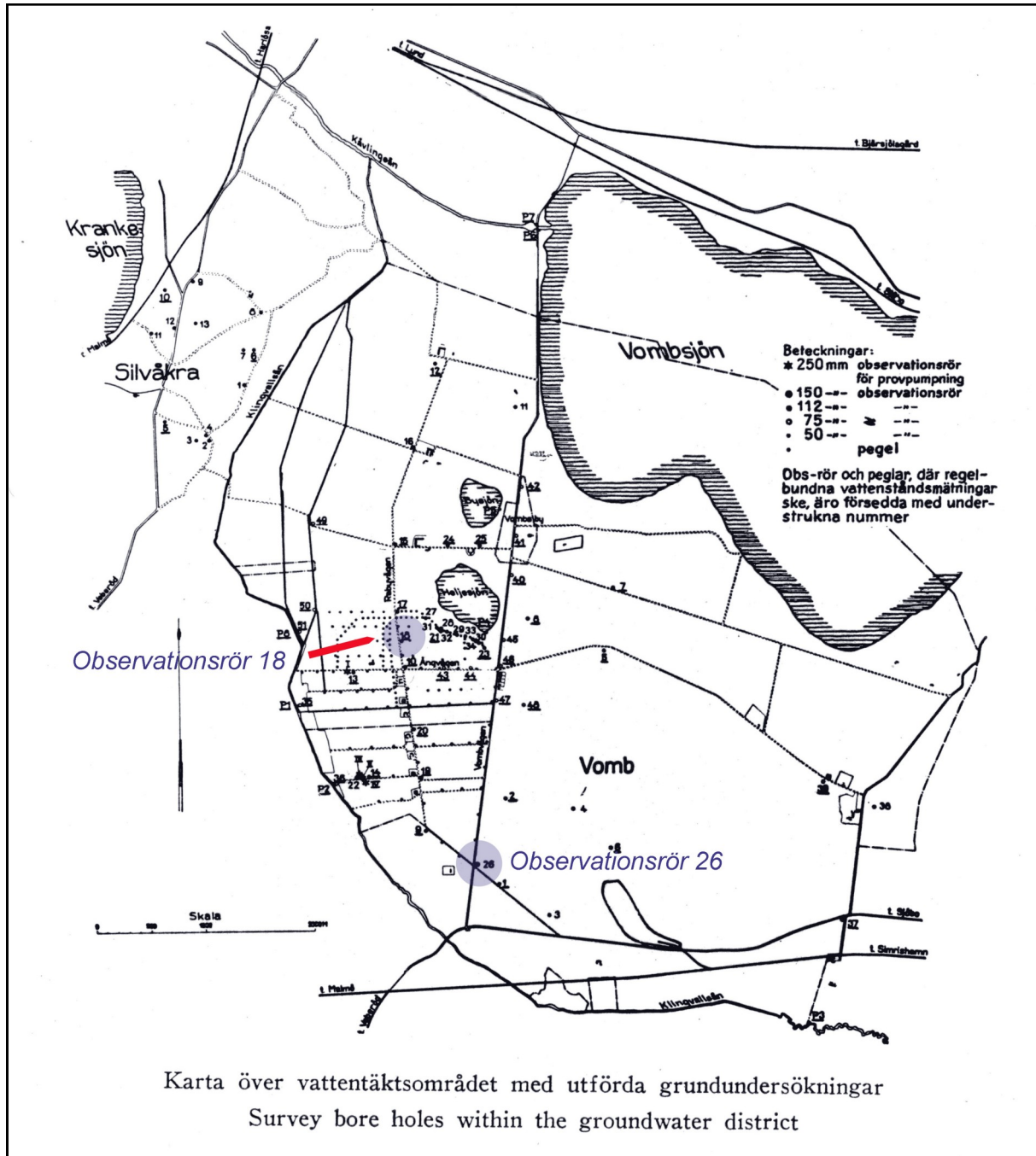
Vattenverket i Vomb. 1951. Malmö: Skånska litografiska aktiebolaget.

Källor från internet

ABEM instrument AB, Res2Dinv operators manual(version3.54)(3.6.2011). <http://www.abem.se/software.php>

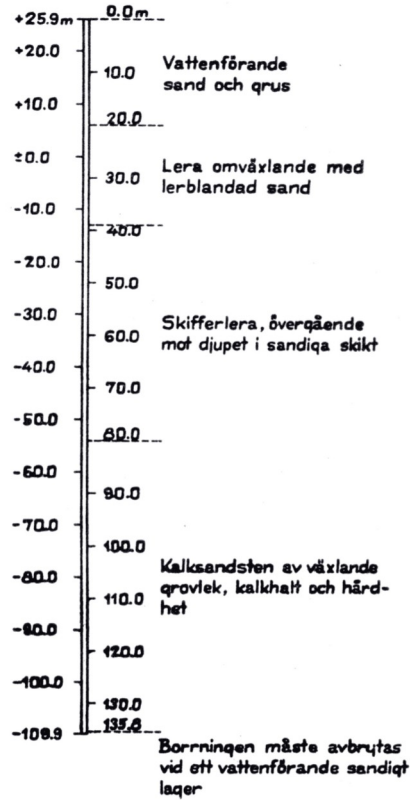
ABEM instrument AB, Terrameter manual (4.7.2011). <http://www.abem.se/software.php>

- Aeroquest sensor technologies, GEM 2 Broadband EMI Sensor (4.7.2011)
<http://www.aeroquestsensortech.com/products/gem2/index.html>
- Byggeforskningens informationsblad, Permeabilitet och kapillaritet (15.8.2011)
<http://www.sgf.net/getfile.ashx?cid=81805&cc=3&refid=9>
- Sydvatten, 2009: Produktionsrapport (3.6.2011)
<http://www.sydvatten.se/filearchive/4/4410/Produktionsrapport%202009.pdf>
- Sydvatten, 2011: Verksamhet. (14.5.2011)
<http://www.sydvatten.se/verksamhet.aspx>
- Sydvatten, 2011: Vombverket (14.5.2011)
<http://www.sydvatten.se/undersida-2.aspx>
- Won. I.J., (unknown year): Apparent conductivity (or resistivity) revisited. (14.5.2011)
<http://www.aeroquestsensortech.com/products/publications/Apparent%20Conductivity.pdf>

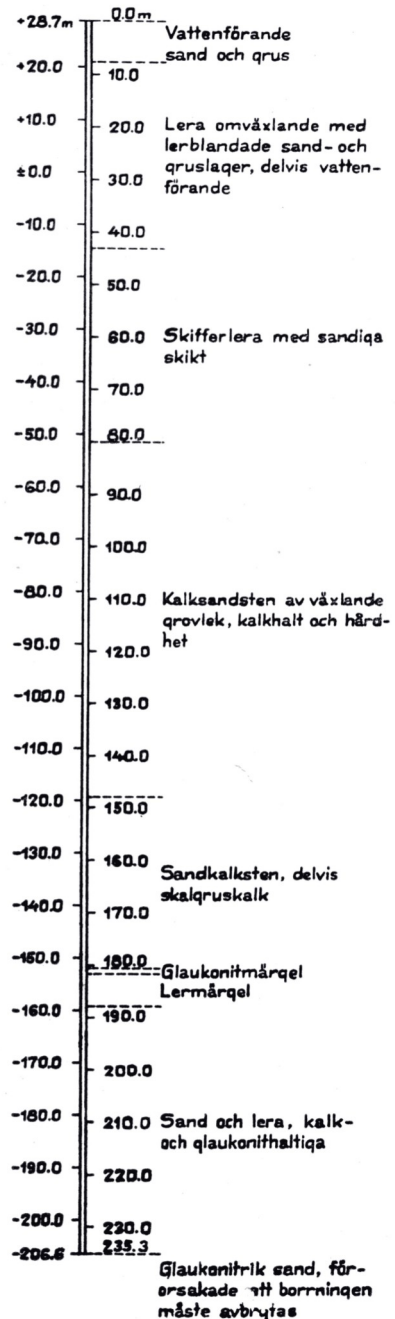


Bilaga 1A. Karta över vattentäktsoområdet med installerade observationsrör år 1950 samt observationsrören 18+ 26 inringade (modifierat från *Vattenverket i Vomb* 1951).

Observationsrör
nr 18



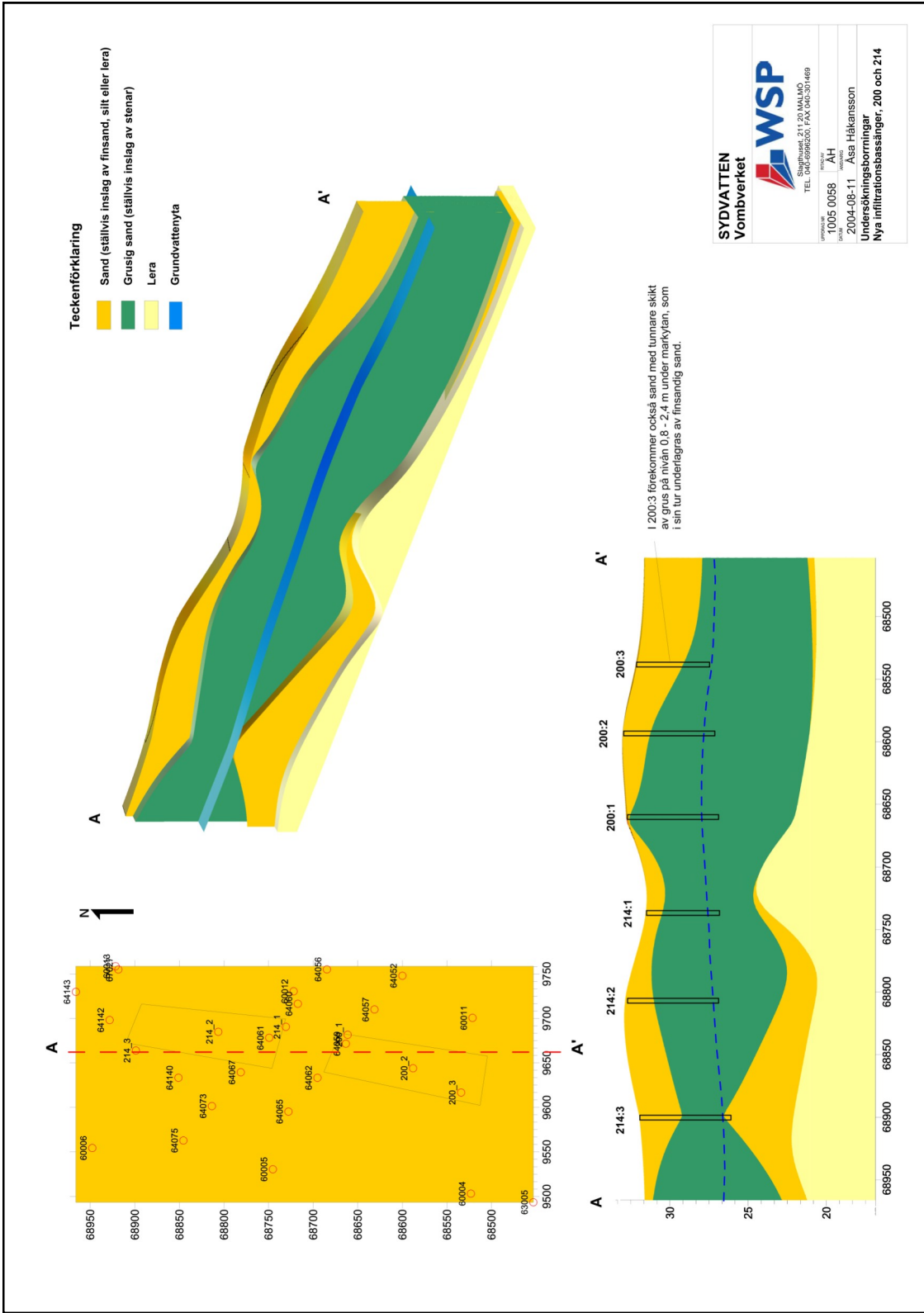
Observationsrör
nr 26



Profil genom provborrningarna nr 18 och 26 i Vomb
Sections through the bores Nrs. 18 and 26 at Vomb

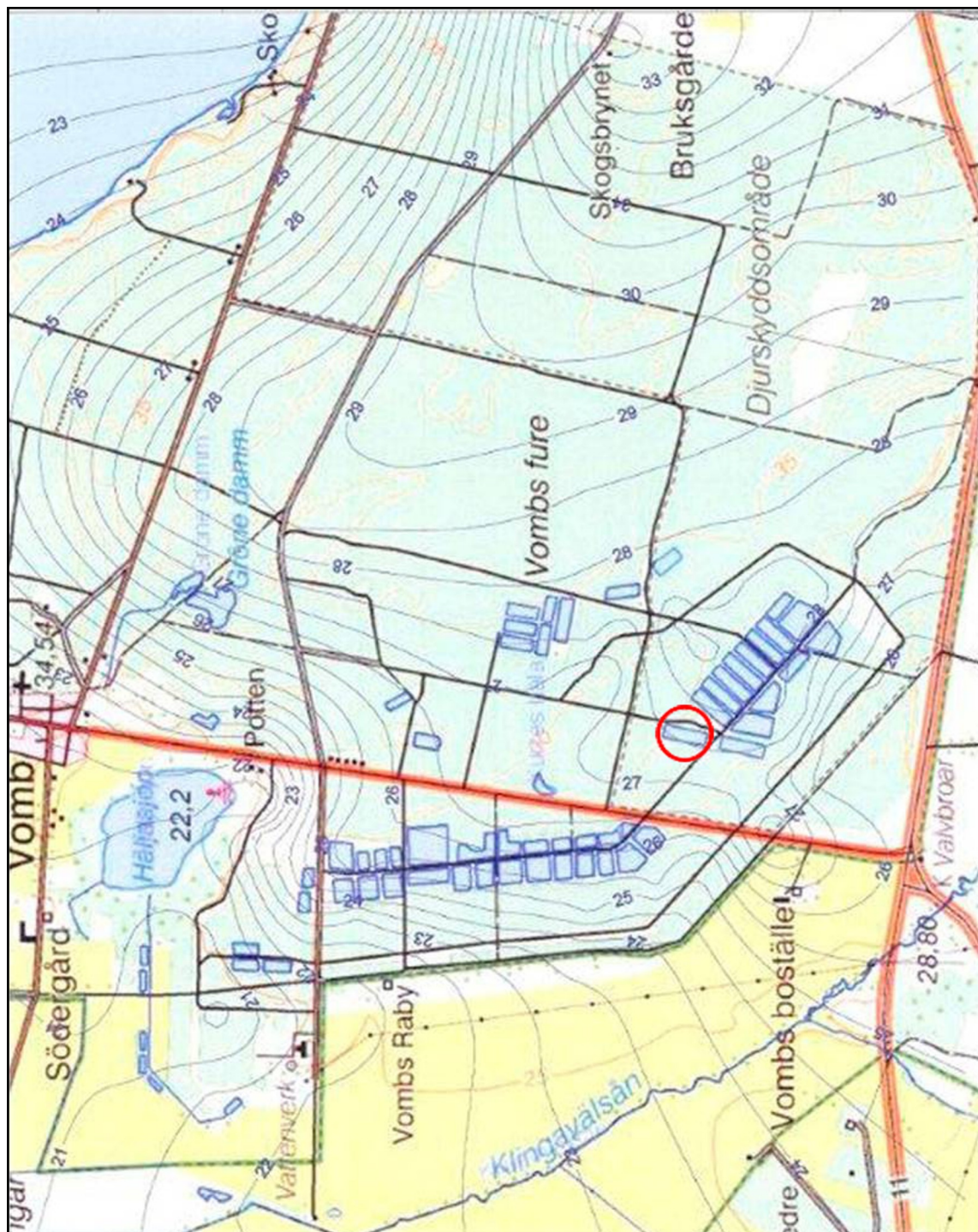
Bilaga 1B. Uppmätta lagerföljder vid observationsrören nr 18 och 26 (för läge se Bilaga 1A). Obsrör 26 är det som ligger närmast damm nr 214 (*Vattenverket i Vomb* 1951).

Bilaga 2



Bilaga 2. Inför anläggningen av de två infiltrationsdammarna 200 och 214 utförde WSP år 2004 ett antal undersökningsbörningar för att ta reda på hur det såg ut i jordlagen.

Bilaga 3



Bilaga 3. Karta över vattentäktområdet som visar medelvärdet av grundvattennivåerna (plushöjd, m ö.h.) under åren 2005-2009. Damm 214 med röd cirkel runt om (Karta från Sydsvatten AB, skala 1:26 000).

Inversionsparametrar Robust:

Bilaga 4

Initial damping factor (0.01 to 1.00)

0.1000

Minimum damping factor (0.001 to 0.75)

0.0050

Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)

2

Convergence limit for relative change in RMS error in percent (0.1 to 20)

5.0000

Minimum change in RMS error for line search in percent (0.5 to 100)

0.5000

Number of iterations (1 to 30)

7

Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)

0.5000

Model for increase in thickness of layers(0=default 10, 1=default 25, 2=user defined)

2

Number of nodes between adjacent electrodes (2 or 4)

2

Flatness filter type, Include smoothing of model resistivity (0=model changes only,1=directly on model)

1

Reduce number of topographical datum points? (0=No,1=Yes. Recommend leave at 0)

0

Carry out topography modeling? (0=No,1=Yes)

1

Type of topography trend removal (0=Average,1=Least-squares,2=End to end)

0

Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)

1

Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)

1.1000

Type of topographical modeling (0=None, 1=No longer supported so do not use, 2=uniform distorted FEM, 3=underwater, 4=damped FEM, 5=FEM with inverse Swartz-Christoffel)

4

Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)

1

Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)

0.0500

Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)

1

Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)

0.0050

Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)

1

Use extended model? (0=No, 1=Yes)

0

Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)

2

Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)

0

Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)

1

Time-lapse inversion constrain (0=None,1&2=Smooth,3=Robust)

0

Type of time-lapse inversion method (0=Simultaneous,1=Sequential)
0
Thickness of first layer (0.25 to 1.0)
0.5000
Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)
1.1000
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)
1
WIDTH OF BLOCKS (1=NORMAL WIDTH, 2=DOUBLE, 3=TRIPLE, 4=QUADRUPLE, 5=QUINTIPLE)
1
MAKE SURE BLOCKS HAVE THE SAME WIDTH (YES=1,NO=0)
1
RMS CONVERGENCE LIMIT (IN PERCENT)
0.050
USE LOGARITHM OF APPARENT RESISTIVITY (0=USE LOG OF APPARENT RESISTIVITY, 1=USE RESISTANCE VALUES, 2=USE APPARENT RESISTIVITY)
0
TYPE OF IP INVERSION METHOD (0=CONCURRENT,1=SEQUENTIAL)
0
PROCEED AUTOMATICALLY FOR SEQUENTIAL METHOD (1=YES,0=NO)
0
IP DAMPING FACTOR (0.01 to 1.0)
1.000
USE AUTOMATIC IP DAMPING FACTOR (YES=1,NO=0)
0
CUTOFF FACTOR FOR BOREHOLE DATA (0.0005 to 0.02)
0.00010
TYPE OF CROSS-BOREHOLE MODEL (0=normal,1=halfsize)
0
LIMIT RESISTIVITY VALUES(0=No,1=Yes)
1
Upper limit factor (10-50)
50.000
Lower limit factor (0.02 to 0.1)
0.020
Type of reference resistivity (0=average,1=first iteration)
0
Model refinement (1.0=Normal,0.5=Half-width cells)
0.50
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)
0
Type of optimisation method (0=Gauss-Newton,2=Incomplete GN)
0
Convergence limit for Incomplete Gauss-Newton method (0.005 to 0.05)
0.005
Use data compression with Incomplete Gauss-Newton (0=No,1=Yes)
0
Use reference model in inversion (0=No,1=Yes)
1
Damping factor for reference model (0.0 to 0.3)
0.01000

Use fast method to calculate Jacobian matrix. (0=No,1=Yes)

1

Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)

1

Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)

5.00000

Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)

1

Factor to increase model depth range (1.0 to 5.0)

1.050

Reduce model variations near borehole (0=No, 1=Yes)

0

Factor to control the degree variations near the boreholes are reduced (2 to 100)

5.0

Factor to control variation of borehole damping factor with distance (0.5 to 5.0)

1.0

Floating electrodes survey inversion method (0=use fixed water layer, 1=Incorporate water layer into the model)

1

Resistivity variation within water layer (0=allow resistivity to vary freely,1=minimise variation)

1

Use sparse inversion method for very long survey lines (0=No, 1=Yes)

0

Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)

0

Automatically switch electrodes for negative geometric factor (0=No, 1=Yes)

1

Force resistance value to be consistent with the geometric factor (0=No, 1=Yes)

0

Shift the electrodes to round up positions of electrodes (0=No, 1=Yes)

0

Use difference of measurements in time-lapse inversion (0=No,1=Yes)

0

Use active constraint balancing (0=No,1=Yes)

0

Type of active constraints (0=Normal,1=Reverse)

0

Lower damping factor limit for active constraints

0.4000

Upper damping factor limit for active constraints

2.5000

Water resistivity variation damping factor

8.0000

Inversionsparametrar Least squares

Initial damping factor (0.01 to 1.00)

0.1000

Minimum damping factor (0.001 to 0.75)

0.0050

Line search option (0=Never, 1=Sometimes, 2=Always)

2

Convergence limit for relative change in RMS error in percent (0.1 to 20)

5.0000

Minimum change in RMS error for line search in percent (0.5 to 100)

0.5000

Number of iterations (1 to 30)

7

Vertical to horizontal flatness filter ratio (0.25 to 4.0)

0.5000

Model for increase in thickness of layers(0=default 10, 1=default 25, 2=user defined)

2

Number of nodes between adjacent electrodes (2 or 4)

2

Flatness filter type, Include smoothing of model resistivity (0=model changes only,1=directly on model)

1

Reduce number of topographical datum points? (0=No,1=Yes. Recommend leave at 0)

0

Carry out topography modeling? (0=No,1=Yes)

1

Type of topography trend removal (0=Average,1=Least-squares,2=End to end)

0

Type of Jacobian matrix calculation (0=Quasi-Newton, 1=Gauss-Newton, 2=Mixed)

1

Increase of damping factor with depth (1.0 to 2.0)

1.1000

Type of topographical modeling (0=None, 1=No longer supported so do not use, 2=uniform distorted FEM, 3=underwater, 4=damped FEM, 5=FEM with inverse Swartz-Christoffel)

4

Robust data constrain? (0=No, 1=Yes)

0

Cutoff factor for data constrain (0.0001 to 0.1)

0.0500

Robust model constrain? (0=No, 1=Yes)

0

Cutoff factor for model constrain (0.0001 to 1.0)

0.0050

Allow number of model parameters to exceed datum points? (0=No, 1=Yes)

1

Use extended model? (0=No, 1=Yes)

0

Reduce effect of side blocks? (0=No, 1=Slight, 2=Severe, 3=Very Severe)

2

Type of mesh (0=Normal,1=Fine,2=Finest)

0

Optimise damping factor? (0=No, 1=Yes)

1

Time-lapse inversion constrain (0=None,1&2=Smooth,3=Robust)

0

Type of time-lapse inversion method (0=Simultaneous,1=Sequential)

0

Thickness of first layer (0.25 to 1.0)

0.5000

Factor to increase thickness layer with depth (1.0 to 1.25)
1.1000
USE FINITE ELEMENT METHOD (YES=1,NO=0)
1
WIDTH OF BLOCKS (1=NORMAL WIDTH, 2=DOUBLE, 3=TRIPLE, 4=QUADRUPLE, 5=QUINTIPLE)
1
MAKE SURE BLOCKS HAVE THE SAME WIDTH (YES=1,NO=0)
1
RMS CONVERGENCE LIMIT (IN PERCENT)
0.050
USE LOGARITHM OF APPARENT RESISTIVITY (0=USE LOG OF APPARENT RESISTIVITY, 1=USE RESISTANCE VALUES, 2=USE APPARENT RESISTIVITY)
0
TYPE OF IP INVERSION METHOD (0=CONCURRENT,1=SEQUENTIAL)
0
PROCEED AUTOMATICALLY FOR SEQUENTIAL METHOD (1=YES,0=NO)
0
IP DAMPING FACTOR (0.01 to 1.0)
1.000
USE AUTOMATIC IP DAMPING FACTOR (YES=1,NO=0)
0
CUTOFF FACTOR FOR BOREHOLE DATA (0.0005 to 0.02)
0.00010
TYPE OF CROSS-BOREHOLE MODEL (0=normal,1=halfsize)
0
LIMIT RESISTIVITY VALUES(0=No,1=Yes)
1
Upper limit factor (10-50)
50.000
Lower limit factor (0.02 to 0.1)
0.020
Type of reference resistivity (0=average,1=first iteration)
0
Model refinement (1.0=Normal,0.5=Half-width cells)
0.50
Combined Combined Marquardt and Occam inversion (0=Not used,1=used)
0
Type of optimisation method (0=Gauss-Newton,2=Incomplete GN)
0
Convergence limit for Incomplete Gauss-Newton method (0.005 to 0.05)
0.005
Use data compression with Incomplete Gauss-Newton (0=No,1=Yes)
0
Use reference model in inversion (0=No,1=Yes)
1
Damping factor for reference model (0.0 to 0.3)
0.01000
Use fast method to calculate Jacobian matrix. (0=No,1=Yes)
1
Use higher damping for first layer? (0=No,1=Yes)
1
Extra damping factor for first layer (1.0 to 100.0)
5.00000
Type of finite-element method (0=Triangular,1=Trapezoidal elements)
1
Factor to increase model depth range (1.0 to 5.0)
1.050
Reduce model variations near borehole (0=No, 1=Yes)
0
Factor to control the degree variations near the boreholes are reduced (2 to 100)

5.0

Factor to control variation of borehole damping factor with distance (0.5 to 5.0)

1.0

Floating electrodes survey inversion method (0=use fixed water layer, 1=Incorporate water layer into the model)

1

Resistivity variation within water layer (0=allow resistivity to vary freely, 1=minimise variation)

1

Use sparse inversion method for very long survey lines (0=No, 1=Yes)

0

Optimize Jacobian matrix calculation (0=No, 1=Yes)

0

Automatically switch electrodes for negative geometric factor (0=No, 1=Yes)

1

Force resistance value to be constant with the geometric factor (0=No, 1=Yes)

0

Shift the electrodes to round up positions of electrodes (0=No, 1=Yes)

0

Use difference of measurements in time-lapse inversion (0=No, 1=Yes)

0

Use active constraint balancing (0=No, 1=Yes)

0

Type of active constraints (0=Normal, 1=Reverse)

0

Lower damping factor limit for active constraints

0.4000

Upper damping factor limit for active constraints

2.5000

Water resistivity variation damping factor

8.0000

**Tidigare skrifter i serien
”Examensarbeten i Geologi vid Lunds
Universitet”:**

234. Persson, Jonas, 2008: An environmental magnetic study of a marine sediment core from Disko Bugt, West Greenland: implications for ocean current variability. (30 hskp)
235. Holm, Sanna, 2008: Titanium- and chromium-rich opaque minerals in condensed sediments: chondritic, lunar and terrestrial origins. (30 hskp)
236. Bohlin, Erik & Landen, Ludvig, 2008: Geofysiska mätmetoder för prospektering till ballastmaterial. (30 hskp)
237. Brodén, Olof, 2008: Primär och sekundär migration av hydrokarboner. (15 hskp)
238. Bergman, Bo, 2009: Geofysiska analyser (stångslingram, CVES och IP) av lagerföljd och lakvattenrörelser vid Albäcksdeponin, Trelleborg. (30 hskp)
239. Mehlqvist, Kristina, 2009: The spore record of early land plants from upper Silurian strata in Klinta 1 well, Skåne, Sweden. (45 hskp)
240. Bjärnberg, Karolina, 2009: The copper sulphide mineralization of the Zinkgruvan deposit, Bergslagen, Sweden. (45 hskp)
241. Stenberg, Li, 2009: Historiska kartor som hjälp vid jordartsgeologisk kartering – en pilotstudie från Vångs by i Blekinge. (15 hskp)
242. Nilsson, Mimmi, 2009: Robust U-Pb baddeleyite ages of mafic dykes and intrusions in southern West Greenland: constraints on the coherency of crustal blocks of the North Atlantic Craton. (30 hskp)
243. Hult, Elin, 2009: Oligocene to middle Miocene sediments from ODP leg 159, site 959 offshore Ivory Coast, equatorial West Africa. (15 hskp)
244. Olsson, Håkan, 2009: Climate archives and the Late Ordovician Boda Event. (15 hskp)
245. Wolle Waldetoft, Kristofer, 2009: Sveko-fennisk granit från olika metamorfa miljöer. (15 hskp)
246. Månsby, Urban, 2009: Late Cretaceous coprolites from the Kristianstad Basin, southern Sweden. (15 hskp)
247. MacGimpsey, I., 2008: Petroleum Geology of the Barents Sea. (15 hskp)
248. Jäckel, O., 2009: Comparison between two sediment X-ray Fluorescence records of the Late Holocene from Disko Bugt, West Greenland; Paleoclimatic and methodological implications. (45 hskp)
249. Andersen, Christine, 2009: The mineral composition of the Burkland Cu-sulphide deposit at Zinkgruvan, Sweden – a supplementary study. (15 hskp)
250. Riebe, My, 2009: Spinel group minerals in carbonaceous and ordinary chondrites. (15 hskp)
251. Nilsson, Filip, 2009: Föreningsspridning och geologi vid Filborna i Helsingborg. (30 hskp)
252. Peetz, Romina, 2009: A geochemical characterization of the lower part of the Miocene shield-building lavas on Gran Canaria. (45 hskp)
253. Åkesson, Maria, 2010: Mass movements as contamination carriers in surface water systems – Swedish experiences and risks.
254. Löfroth, Elin, 2010: A Greenland ice core perspective on the dating of the Late Bronze Age Santorini eruption. (45 hskp)
255. Ellingsgaard, Óluva, 2009: Formation Evaluation of Interlava Volcaniclastic Rocks from the Faroe Islands and the Faroe-Shetland Basin. (45 hskp)
256. Arvidsson, Kristina, 2010: Geophysical and hydrogeological survey in a part of the Nhandugue River valley, Gorongosa National Park, Mozambique. (45 hskp)
257. Gren, Johan, 2010: Osteo-histology of Mesozoic marine tetrapods – implications for longevity, growth strategies and growth rates. (15 hskp)
258. Syversen, Fredrikke, 2010: Late Jurassic deposits in the Troll field. (15 hskp)
259. Andersson, Pontus, 2010: Hydrogeological investigation for the PEGASUS project, southern Skåne, Sweden. (30 hskp)
260. Noor, Amir, 2010: Upper Ordovician through lowermost Silurian stratigraphy and facies of the Borenhult-1 core, Östergötland, Sweden. (45 hskp)
261. Lewerentz, Alexander, 2010: On the occurrence of baddeleyite in zircon in silica-saturated rocks. (15 hskp)
262. Eriksson, Magnus, 2010: The Ordovician Orthoceratite Limestone and the Blommiga Bladet hardground complex at Horns Udde,

- Öland. (15 hskp)
263. Lindskog, Anders, 2010: From red to grey and back again: A detailed study of the lower Kundan (Middle Ordovician) 'Täljsten' interval and its enclosing strata in Västergötland, Sweden. (15 hskp)
264. Rääf, Rebecka, 2010: Changes in beyrichiid ostracode faunas during the Late Silurian Lau Event on Gotland, Sweden. (30 hskp)
265. Petersson, Andreas, 2010: Zircon U-Pb, Hf and O isotope constraints on the growth versus recycling of continental crust in the Grenville orogen, Ohio, USA. (45 hskp)
266. Stenberg, Li, 2010: Geophysical and hydrogeological survey in a part of the Nhandugue River valley, Gorongosa National Park, Mozambique – Area 1 and 2. (45 hskp)
267. Andersen, Christine, 2010: Controls of seafloor depth on hydrothermal vent temperatures - prediction, observation & 2D finite element modeling. (45 hskp)
268. März, Nadine, 2010: When did the Kalahari craton form? Constraints from baddeleyite U-Pb geochronology and geo-chemistry of mafic intrusions in the Kaapvaal and Zimbabwe cratons. (45 hskp)
269. Dyck, Brendan, 2010: Metamorphic rocks in a section across a Sveconorwegian eclogite-bearing deformation zone in Halland: characteristics and regional context. (15 hskp)
270. McGimpsey, Ian, 2010: Petrology and litho-geochemistry of the host rocks to the Nautanen Cu-Au deposit, Gällivare area, northern Sweden. (45 hskp)
271. Ulmius, Jan, 2010: Microspherules from the lowermost Ordovician in Scania, Sweden – affinity and taphonomy. (15 hskp)
272. Andersson, Josefin, Hybertsen, Frida, 2010: Geologi i Helsingborgs kommun – en geoturistkarta med beskrivning. (15 hskp)
273. Barth, Kilian, 2011: Late Weichselian glacial and geomorphological reconstruction of South-Western Scania, Sweden. (45 hskp)
274. Mashramah, Yaser, 2011: Maturity of kerogen, petroleum generation and the application of fossils and organic matter for paleotemperature measurements. (45 hskp)
275. Vang, Ina, 2011: Amphibolites, structures and metamorphism on Flekkerøy, south Norway. (45 hskp)
276. Lindvall, Hanna, 2011: A multi-proxy study of a peat sequence on Nightingale Island, South Atlantic. (45 hskp)
277. Bjerg, Benjamin, 2011: Metodik för att förhindra metanemissioner från avfallsdeponier, tillämpad vid Albäcksdeponin, Trelleborg. (30 hskp)
278. Pettersson, Hanna, 2011: El Hicha – en studie av saltstäppsediment. (15 hskp)
279. Dyck, Brendan, 2011: A key fold structure within a Sveconorwegian eclogite-bearing deformation zone in Halland, south-western Sweden: geometry and tectonic implications. (45 hskp)
280. Hansson, Anton, 2011: Torvstratigrafisk studie av en trädstamshorisont i Viss mosse, centrala Skåne kring 4 000 - 3 000 cal BP med avseende på klimat- och vattenståndsförändringar. (15 hskp)
281. Åkesson, Christine, 2011: Vegetationsutvecklingen i nordvästra Europa under Eem och Weichsel, samt en fallstudie av en submorän, organisk avlagring i Bellinga stenbrott, Skåne. (15 hskp)
282. Silveira, Eduardo M., 2011: First precise U-Pb ages of mafic dykes from the São Francisco Craton. (45 hskp)
283. Holm, Johanna, 2011: Geofysisk utvärdering av grundvattenskydd mellan väg 11 och Vombs vattenverk. (15 hskp)
284. Löfgren, Anneli, 2011: Undersökning av geofysiska metoders användbarhet vid kontroll av den omättade zonen i en infiltrationsdamm vid Vombverket. (15 hskp)



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska enheten
Institutionen för geo- och ekosystemvetenskaper
Sölvegatan 12, 223 62 Lund