Geologisk beskrivning till utredningsområdet Linköping–Jönköping

Ulf Bergström, Mats Engdahl, Thomas Eliasson, Jonas Ising,
Susanne Grigull, Cecilia Jelinek & Christian Öhrling

juni 2019

SGU-rapport 2019:14

Diarie-nr: 31-689/2018

SGU Sveriges geologiska undersökning

Omslagsbild: Böljande skogslandskap väster om Tranås. I förgrunden en kullig topografi där en rullstensås (övre delen av hygget) med blockfattig yta skär en blockrik morän (till vänster i bilden). Fotografiet är taget med drönare av Christian Öhrling 2019.

Författare: Ulf Bergström, Mats Engdahl, Thomas Eliasson, Jonas Ising, Susanne Grigull, Cecilia Jelinek, Christian Öhrling
Granskad av: Elin Norström och Lena Lundqvist
Ansvarig enhetschef: Anna Hedenström
Projektnamn: Linköping–Jönköping, jordarter och berggrund
Projekt-id: 84050 och 84052

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
tel: 018-17 90 00
fax: 018-17 92 10
e-post: sgu@sgu.se
www.sgu.se

INNEHÅLL

Inledning 5
Jordarter 6
Metodik 6
Den geologiska utvecklingen 7
Istiderna och jordarternas bildning 7
Utvecklingen efter den senaste istiden 9
Glaciala landformer 9
Isräfflor 9
Moränformer 9
Former i glaciofluviala avlagringar 10
Andra landformer 11
Beskrivning av jordarternas bildning och egenskaper 11
Jorddjup 11
Berg i dagen och tunt eller osammanhängande jordtäcke på berg 11
Morän 12
Vittringsjord 13
Isälvssediment 13
Finkorniga havs- och sjösediment 13
Grovkorniga havs- och sjösediment 14
Svämsediment 14
Torv och gyttja 14
Talus 15
Fyllning 15
Beskrivning av delområden och geologiska förutsättningar 15
Område 1 – Linköping 15
Område 2 – Tranås 19
Område 3 – Jönköping 22
Berggrunden 27
Inledning 27
Kunskapsläge 27
Metodik 27
Geofysik 28
Berggrundens uppbyggnad 31
Deformationszoner 32

Bergartsbeskrivning 34
Oskarshamn–Jönköpingbältets bergarter (OJB) 34
Bergarter i Transskandinaviska Magmatiska Bältet 1 (TMB 1) 36
Bergarter i Transskandinaviska Magmatiska Bältet 2 (TMB 2) 41
Yngre bergarter 44
Bergarternas sammansättning och egenskaper 46
Mineralogisk sammansättning 46
Kemi 47
Petrofysik och strålning 48
Profiler 50
Bergshult 50
Lilla Galthult 52
Spröda och sprödplastiska strukturer 54
Metodik 54
Resultat 54
Sprickriktningar 55
Grupp 1: Nordnordost–sydsydvästliga, nordnordvästliga–sydsydostliga och nord–sydligt strykande sprickor och diabasgångar 55
Grupp 2: Nordostligt–sydvästligt strykande sprickor 58
Grupp 3: Nordvästligt–sydostligt till västnordvästligt–ostsydostligt strykande sprickor 58
Grupp 4: Ostligt–västligt till västsydvästligt–ostnordostligt strykande sprickor 58
Grupp 5: Flackt stupande spröda strukturer 61
Sprickfrekvens och -uthållighet 61
Specialfall 62
Referenser 64
Bilaga 1. Geologiska sektioner 66
Sektion 1_Malmslätt-Linköping
Sektion 2_Taberg-Jönköping C
Sektion 3_Sandseryd-Huskvarna

INLEDNING

Sveriges geologiska undersökning (SGU) genomför 2018–2019 i samverkan med Trafikverket sammanställning, kvalitetssäkring och komplettering av SGUs information om berg, jord och grundvatten. Utredningsområdet omfattar ett ca 1 535 km^2 stort område definierat av Trafikverket.

Karteringsverksamheten vid SGU är behovsstyrd och bra geologisk information tidigt i planeringsprocessen vid ny infrastruktur är viktig. Undersökningsverksamheten är en grundläggande verksamhet där våra databaser fylls på med ny geologisk information och där kompetensen inom olika områden utvecklas. Den regionalgeologiska aspekten vid karteringen är viktig, samtidigt som kunskapsbasen måste vara rikstäckande. För att informationen ska kunna användas i planerings- och byggprocesserna krävs att den anpassas, tillgängliggörs och kommuniceras. Dagens samhällsplanering kräver också att informationen ska kunna användas i GIS-system.

Projekt ”Linköping–Jönköping” är ett av två större projekt vid SGU som bedrivs i samverkan med Trafikverket, med målet att producera aktuella planeringsunderlag för projektering och byggande av ny infrastruktur. Syftet är att i ett tidigt skede ge Trafikverket bra planeringsunderlag för ökad effektivitet i fortsatt planering samt att minska riskerna utifrån geologiska förutsättningar. Detta ökar potentialen för lägre totala samhällskostnader.

Trafikverket har i juni 2019 fått tillgång till uppdaterad geologisk information om jordarter och berggrund i form av yt- och djupinformation samt beskrivning av området. Informationen om grundvattnet levereras senare under året, enligt plan och avtal. Projektet vid SGU leds av statsgeolog Ulf Bergström.

Lars-Inge Larsson

Avdelningschef Samhällsplanering

Mats Engdahl

Projektsamordnare och kontaktperson med Trafikverket

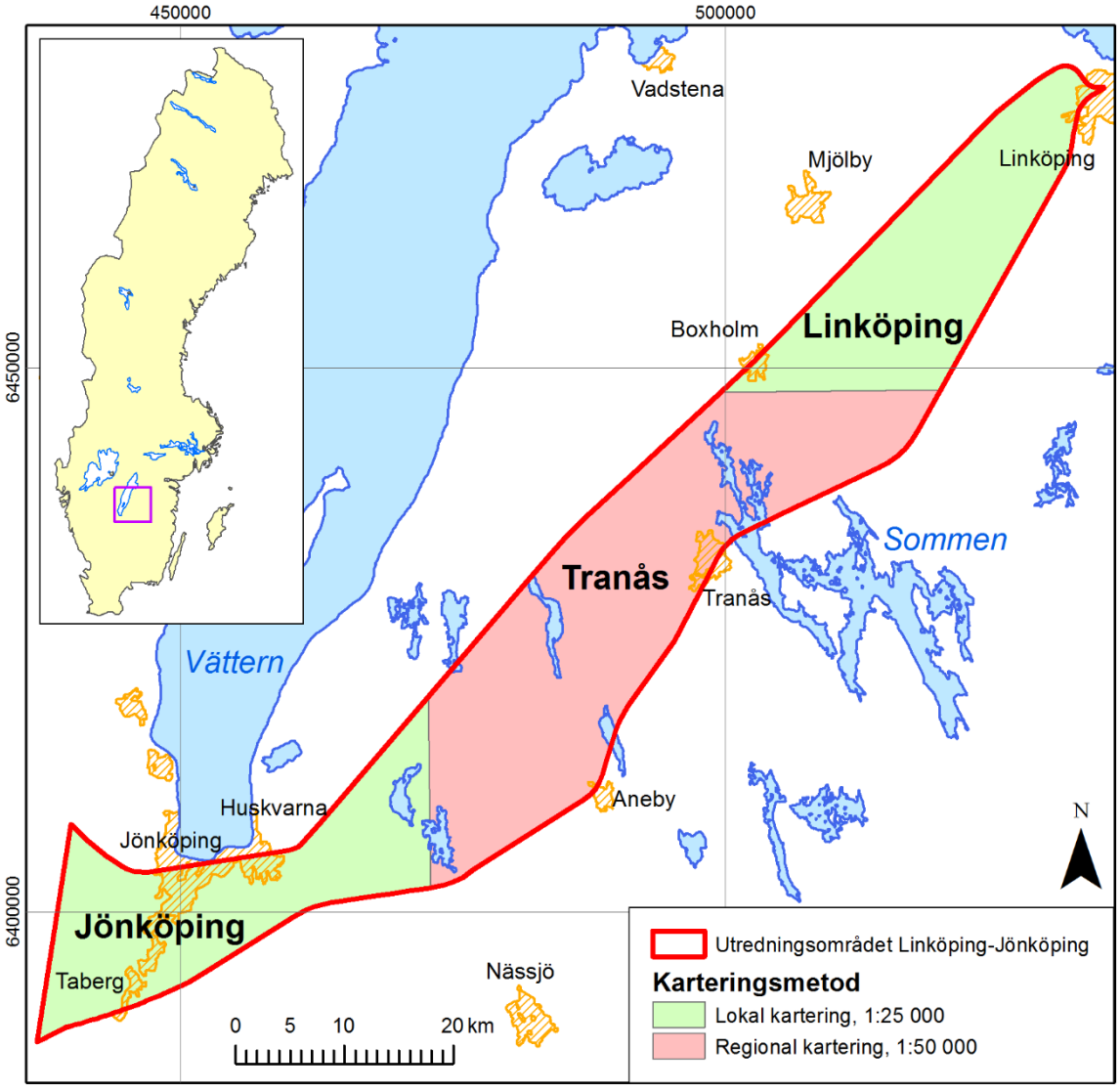
JORDARTER

Jordartskartan Linköping–Jönköping är en uppgraderad kartdatabas som sammanställts av SGU i samverkan med Trafikverket, enligt särskilt avtal. Uppgraderingen utfördes 2018 och 2019 av kvartärgeologerna Jonas Ising, Henrik Mikko, Christian Öhrling, Cecilia Karlsson och Mats Engdahl. I arbetet med de tolkade sektionerna har också Eva Jirner och Bradley Goodfellow deltagit. Vid insamlingen av geotekniska lagerföljder har Björn Wiberg deltagit.

Den nya jordartskartan har framförallt förbättrats med avseende på geometrisk noggrannhet. Detta innebär en betydligt bättre precision vad gäller den geografiska lägesplaceringen av olika jordarter samt gränserna däremellan. Förbättringarna i lägesprecision gäller framförallt berghällar, isälvsavlagringar, finsediment och torvmarker. Vidare har detaljnivån förbättrats genom att vissa generaliseringar i den gamla versionen nu har ersatts med mer detaljerade jordartsdata. Detta innebär att fler berghällar, isälvsavlagringar och torvmarker nu finns karterade.

Metodik

Utredningsområdet presenteras i två olika skalor (fig. 1) enligt överenskommelse med Trafikverket. Anledningen till detta är att den tidigare kartan, som delvis ligger till grund för den



Figur 1. Utredningsområdet Linköping–Jönköping med de tre delområdena: Linköping, Tranås och Jönköping.

uppdaterade versionen, var karterad med olika metodik och noggrannhet. De centrala delarna av utredningsområdet har uppgraderats enligt SGUs regionala karteringsmetod (C-karta) från en skala på 1:100 000 till 1:50 000. De norra delarna kring Linköping, samt de södra delarna kring Jönköping har uppgraderats enligt SGUs lokala metodik (A-karta) från 1:50 000 till 1:25 000. För information om de olika metodikerna vid jordartskartering, se produktbeskrivning (SGU jordarter 1:25 000–1:100 000 2018).

De äldre jordartsgeologiska kartorna som använts som underlag finns sammanställda i referenslistan. Vid uppgraderingen har framför allt Lantmäteriets nationella höjdmodell (NH) utnyttjats, men också ortofoton och Google StreetView. Alla ytor har justerats geometriskt. Den uppgraderade kartbilden har fältkontrollerats där tolkningssvårigheter förekommit. Ett antal nya objekt, som inte upptäckts vid den ursprungliga kartläggningen, har nu karterats, t.ex. små berghällar. Jordartsgeologin har delvis omtolkats och harmoniserats med moderna databaser. Geomorfologisk information, vilken saknades i de gamla kartorna, har nu lagts till. Eftersom den eftersträvade noggrannheten är 1:25 000 i Jönköpings- och Linköpingsområdena har kartan också gjorts mer detaljerad, t.ex. genom att objekt med mindre yta nu inkluderats. Området däremellan har anpassats till skala 1:50 000.

Annan information som utnyttjats är SGUs brunnsarkiv, geotekniska uppgifter hämtade från arkiv hos Trafikverket, Svenska kraftnät och WSP, samt Linköpings, Jönköpings och Tranås kommuner. Uppgifter om lägesbestämda lagerföljder, räfflor, prover, foton m.m. finns lagrat i databasen ”Jorddagboken”.

Tre schematiska sektioner har tagits fram i området: två i Jönköping och en strax sydväst om Linköping. Programmet Groundhog (BGS Groundhog®Desktop Copyright © BGS/NERC 2018) har använts. Indata är jordartskartdatabasen 1:25 000, Lantmäteriets nationella höjdmodell (NH), SGUs jorddjupsmodell och lagerföljder i SGUs arkiv. Dessutom har den berggrundsgeologiska kartan använts i Jönköpingsområdet, för att illustrera det sedimentära bergets utbredning.

Den geologiska utvecklingen

Istiderna och jordarternas bildning

Jordlagren i Sverige har bildats under den yngsta perioden i jordens utvecklingshistoria, kvartärtiden, som började för 2,6 miljoner år sedan. Denna period präglas av kraftiga temperaturförändringar som resulterat i växlingar mellan nedisningar och mellanistider (glacialer och interglacialer). Redan under neogenperioden, för 23–2,6 miljoner år sedan, blev jordens klimat successivt kallare och i slutet av perioden försämrades klimatet drastiskt samtidigt som temperatursvängningarna ökade. Detta mönster blev sedan mer uttalat under kvartärtiden. För ca 115 000 år sedan inleddes Weichselistiden. Med avbrott för kortare varmare perioder, s.k. interstadialer, varade Weichselistiden fram till för ca 11 600 år sedan.

Den senaste inlandsisen hade sin största utbredning för ca 20 000 år sedan. Isen täckte då hela Skandinavien och de nordliga delarna av europeiska kontinenten. I de centrala delarna var inlandsisen då ett par kilometer mäktig. Det var under denna senaste fas av Weichselistiden, och tiden därefter, som huvuddelen av utredningsområdets jordarter bildades.

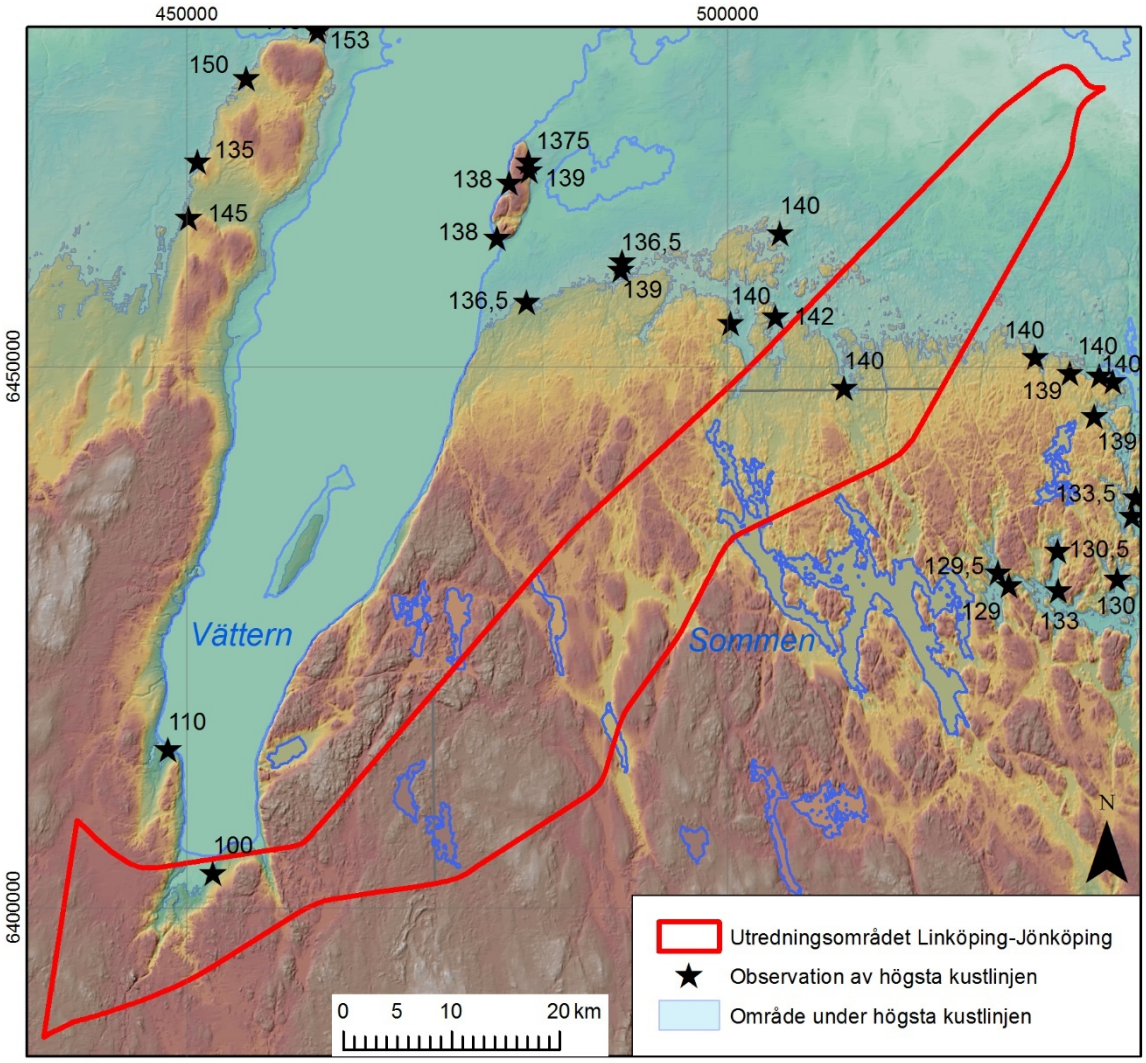
Inlandsisen har gett upphov till de flesta jordarter som täcker berggrunden i Sverige. När inlandsisen var tillräckligt mäktig blev den plastisk och rörde sig från de tjockaste delarna ut mot periferin. I isen togs då upp såväl delar av den uppspruckna berggrunden som äldre jordarter. Materialet krossades, transporterades och avsattes slutligen som jordarten morän.

För 15 000 år sedan började isen smälta bort från östra Sverige och för ca 13 000 år sedan låg iskanten en bit norr om utredningsområdet. Plötsliga svängningar i klimatet och sjunkande

temperaturer fick till följd att avsmältningen stannade upp, och inlandsisen oscillerade i området som idag omfattas av Vätternsänkan (Waldermarsson 1979, 1986). I samband med att isen återigen ryckte fram kom morän och isälvssediment att täcka tidigare avsatta sediment som t.ex. glacial lera och silt. Framför isen bildades issjöar (Nilsson 1968), vilka man hittar spår av i området idag. Numera anser man dock inte att issjöarna var så stora och sammanhängande som man tidigare trott (Svantesson 1985). Instabiliteten under denna period har givit upphov till de komplexa jordlagerföljder som är vanliga just i Vätternsänkan.

Efterhand som isavsmältningen fortsatte förflyttades iskanten norrut och samtidigt höjde sig landet. Den högsta nivån i terrängen som varit täckt av havet kallas Högsta kustlinjen (HK) (fig. 2). HK ligger ca 100 m ö.h. i södra delen av utredningsområdet och ca 145 m ö.h. i den norra delen (Påsse & Daniels 2015). HK bildades under Östersjöstadiet, den s.k. Baltiska issjön.

I samband med att isen smälte frigjordes stora mängder smältvatten som samlades till isälvar i sprickor och tunnlar på, i och under isen. Smältvattnet drog med sig, sorterade och avrundade det material som fanns i isen. Det grövsta materialet avsattes som isälvssediment bestående av sten, grus och sand i isälvstunnlar och vid isranden. I utredningsområdet avsattes sedimenten i form av åsar, kames och deltan, främst i lågområden och dalgångar. Det finkorniga materialet spolades ut i havet och i issjöar, och avsattes som finkorniga glaciala sediment i form av lera och silt.



Figur 2. Högsta kustlinjen i området med markeringar på de observationer som bygger upp modellen över HK (Påsse & Daniels 2015).

Utvecklingen efter den senaste istiden

Området präglas av jordarter som avsatts under och strax efter isens avsmältning. Även under den senare, postglaciala tiden, har en del jordarter bildats. Den glaciala leran och silten täcks t.ex. delvis av svallsand och svallgrus som bildats genom vågornas och strömmarnas påverkan av tidigare avsatta jordarter i samband med landhöjningen, som idag uppgår till 2–3 mm/år i området. Det utsvallade materialet avlagrades som klapper, svallgrus och svallsand, vid och närmast utanför stränderna i Baltiska issjön eller andra issjöar. Kornstorleken i dessa avlagringar avtar i princip med avståndet från stranden samt med ökat vattendjup i avsättningsmiljön.

Vid istidens slut blev klimatet mildare, dock med återkommande bakslag. Samtidigt som isen långsamt smälte höjdes landet tack vare det lättande istrycket. Växt- och djurliv kunde så småningom etablera sig i det frilagda landområdet. Gyttja avsattes på botten av sjöar och grunda havsvikar. Sjöarna växte så småningom igen till kärr och mossar där torv ackumulerades. I modern tid har även människan bidragit till att omforma landskapet, t.ex. genom utdikning av sjöar och våtmarker, samt idag genom förhöjda havsnivåer som en följd av de antropogent drivna klimatförändringarna.

Glaciala landformer

Det studerade området karakteriseras av en stor variation av glaciala landformer. De vanligaste formerna presenteras och förklaras nedan.

Isräfflor

Isräfflor har bildats genom att moränmaterialet i inlandsisens bottenzon (block, sten, grus) repade och slipade den underliggande berggrundsytan. Reporna, de s.k. isräfflorna, visar isens rörelseriktning under ett visst skede av nedisningen, vanligen vid isavsmältningen. På vissa berghällar har räfflor med olika riktning dokumenterats. Dessa kan representera olika faser av den senaste istiden eller tidigare istider. På jordartskartan visas isräfflornas orientering som ett streck med en punkt som markerar observationsplatsen. Räfflornas riktning anges i 5-tal grader.

I regel överensstämmer riktningen på isräfflor och drumlinformer (se nedan), då bildningen av båda dessa fenomen kan kopplas till isens rörelseriktning.

Moränformer

Drumlinformer: Drumliner är långsträckta, ofta spolformiga moränryggar, parallella med isrörelseriktningen. De bildas subglacialt under aktiv is och är ofta formade kring en bergkärna. Gemensamt för dessa former är att de har bildats under en bottensmältande is i rörelse. Det är vanligt att drumliner innehåller en hårt packad morän, men de kan också byggas upp av en stor andel sorterade sediment. I utredningsområdet bör man misstänka att flera stora moränytor kan underlagras av sorterade sediment, se vidare diskussion nedan.

Moränryggar: Moränryggar delas in två kategorier beroende på om de är orienterade tvärs isrörelseriktningen eller oberoende av denna. Beteckningen *moränryggar orienterade tvärs isrörelseriktningen* omfattar såväl ryggar som bildats vid eller nära isfronten, t.ex. ändmoräner och De Geer-moräner, och ryggar bildade längre in under isen, t.ex. Rogenmoräner. Varje enskild rygg behöver inte nödvändigtvis vara orienterad vinkelrätt mot isrörelsen. Moränmaterialet har ofta en grovkornig sammansättning.

Moränbacklandskap, kullig morän: Den kulliga moränen består av mer eller mindre regellöst orienterade kullar och ryggar (fig. 3). Det är inte ovanligt att den kulliga moränens sammansättning är grövre än den yttäckande jämna moränens. Ofta finner man dessutom en relativt stor andel sorterade sediment i denna moräntyp. Detta innebär också att gränsen mellan karterad kullig morän och morän inte alltid är tydligt identifierbar med hjälp av morfologin. Även mindre

Figur 3. Kullig morän ca 15 km väster om Aneby. Foto: Mats Engdahl, 2018.

kuperade ytor med grusigt innehåll ingår således ibland i områden karterade som kullig morän. Den kulliga moränen har vanligtvis bildats i en miljö med dynamiskt död is, dvs. en del av landisen som inte längre rör sig. I dödisen har det förekommit såväl rinnande vatten som ganska omfattande massrörelser i moränen innan den konsoliderades. Även oregelbundet orienterade moränryggar utgör ofta dödisformer. På kartorna redovisas den kulliga moränen med överbeteckning.

Former i glaciofluviala avlagringar

Rullstensåsar: Ryggformad isälvsavlagring med utsträckning ungefär i inlandsisens rörelse-riktning. Rullstensåsen bildas i eller invid mynningen av en istunnel eller i vissa fall i en öppen spricka i isen. Jordarten som bildas kallas isälvssediment.

Deltan och sandur: Låg flack avlagring av fluvialt material vid flodmynning eller utanför mynning av en istunnel i havet eller en issjö. Deltan ligger delvis över vatten, delvis under vatten och har uppbyggts genom sedimentation i flera flodarmar.

Sandur är uppbyggd av alluvialt (bildat av rinnande vatten) material som transporterats med smältvattenflöden från glaciär eller inlandsis. Markytan är svagt undulerande.

Deltan och sandur bildade vid inlandsisens kant eller dess närhet och är uppbyggda av isälvssediment som består av framför allt sand, grus och sten i växellagring. Stenhalten är vanligen hög i ytan av sanduravlagringar.

Andra landformer

Smältvattenrännor: Dessa bildas i terrängen när stora mängder vatten strömmar genom terrängen mot lågområden vid isavsmältningen eller när issjöar tappas. Vattnet eroderar den tidigare avsatta jordarten, vanligen morän eller isälvssediment (sand och grus). En rikblockig markyta är vanlig i smältvattenrännor.

Smältvattenkorridorer: Framförallt i de centrala delarna av utredningsområdet förekommer storskaliga landformer som troligen bildats av smältvatten. Dessa korridorer är ca 1 km vida och sträcker sig i nord–sydlig riktning. De är nedskurna i de omgivande sedimenten och har en oregelbunden morfologi, vilken står i hög kontrast till de omgivande drumliniserade moränytorna. Korridorerna ger uttryck för det subglaciala dräneringssystemet som utvecklades under inlandsisen.

Jordskredsärr, raviner, erosion: Jordskredsärr syns ofta tydligt i höjddata. Skreden har i regel skett i lerjord, men kan också ske i silt, sand och morän. Skredkänsliga områden är t.ex. dalgångar med vattendrag i områden med silt- och lerjordar. Spår av inträffade jordskred kan vara en indikation på att det finns risk för framtida skred. Ökad nederbörd samt förändrad mark-användning, t.ex. byggnation och annat som ökar belastningen på marken, kan utlösa skred i mark som tidigare varit stabil. Skred och slamströmmar kan t.ex. uppstå på sluttande mark efter häftiga regn i skogsområden som slutavverkats.

Raviner är erosionsformer som bildats av grundvattenutflöden eller mindre vattendrag av tillfällig natur. De förekommer i jordlager med stort innehåll av silt. Vid ökad avrinning till följd av intensiv nederbörd eller förändrad markanvändning kan nya raviner bildas och befintliga raviner växa till. Raviner med ett djup understigande 3 m har normalt inte kartlagts.

Erosion innebär nedbrytning av berg och jord samt borttransport av nedbrytningsmaterialet, vanligtvis med hjälp av vatten. I utredningsområdet är erosionen längs vattendragen begränsad.

Beskrivning av jordarternas bildning och egenskaper

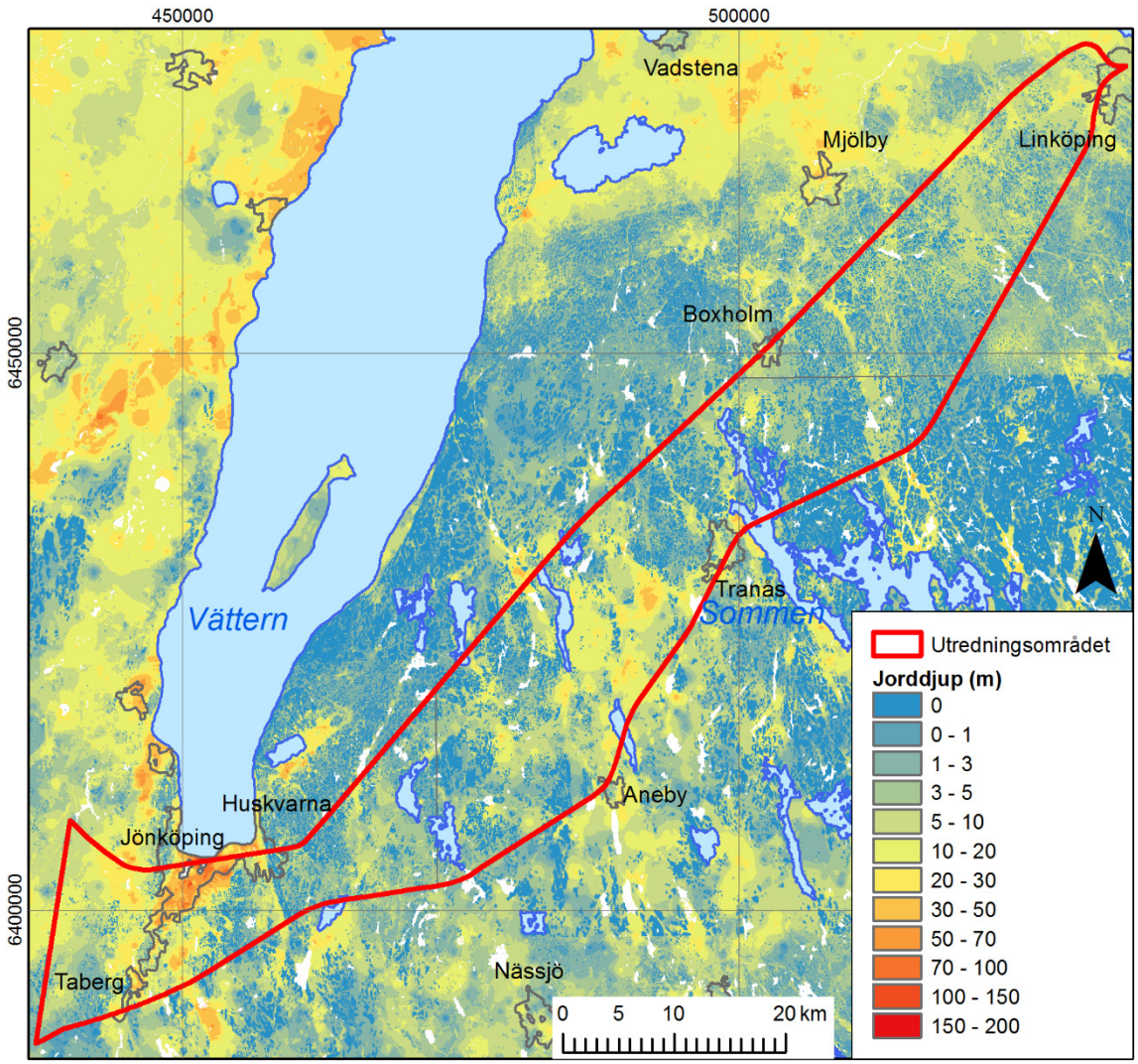
Jorddjup

SGU har utvecklat en karttjänst för att visa jorddjupsförhållanden (Daniels & Thunholm 2014). Jorddjupsuppgifterna kommer huvudsakligen från SGUs brunnsarkiv och kommunala och statliga geoarkiv i samband med jordartskartläggningen. Genom att använda de faktiska jorddjupen i kombination med information om berg i dagen, hämtad från jordartskartor, har en jorddjups-modell tagits fram. Osäkerheten i modellen ökar med ökat avstånd från observationspunkterna. I utredningsområdet är osäkerheten störst i områden med gles bebyggelse (fig. 4).

Berg i dagen och tunt eller osammanhängande jordtäcke på berg

Beteckningen urberg på jordartskartorna innebär att blottat berg dominerar inom den ytan. Flera små näraliggande bergblottningar sammanförs vanligen till en yta. Små bergblottningar, mindre än ca 10 m, redovisas som punktobjekt med ett rött plustecken på kartorna. Långsmala berg-blottningar markeras som linjeobjekt.

Beteckningen ”tunt eller osammanhängande jordtäcke på berg” används i områden där berg-grundsytans relief helt präglar morfologin, men där jordtäcket är så pass omfattande att det inte är



Figur 4. Jorddjupsmodell över utredningsområdet.

lämpligt att på kartan markera berg i dagen. Inom området förekommer bergblottningar i varierande grad. Endast stora (med en diameter större än ca 100 m) sammanhängande ytor med kalt berg har markerats inom områden med tunt eller osammanhängande jordtäcke på berg. Ofta är sådana områden, trots det begränsade jordlagret, täckta av högstammig skog. Avgränsningen av tunt eller osammanhängande jordtäcke mot andra jordarter, t.ex. morän, är i de flesta fall osäker. Jorddjupet mellan hällarna kan vara upp till flera meter.

Morän

Morän är den jordart som täcker större delen (ca 75 %) av Sveriges landyta. Jordarten bildades genom att inlandsisen tog upp material från berggrunden och från tidigare avsatta jordarter, och därefter transporterade och krossade materialet. Det avsattes sedan som jordarten morän, både vid botten av en aktiv is och genom framsmältning ur en dynamiskt mer eller mindre död is. Huvuddelen av moräntäcket avsattes under den senaste istidens slutskede. Det kan dock i undantagsfall vara avsatt under tidigare faser av den senaste istiden eller t.o.m. under en tidigare istid.

Morän är vanligen en osorterad jordart uppbyggd av alla kornstorlekar, från block till lerpartiklar. I morän förekommer dock ofta linser och skikt med sorterat material, vanligen sand och silt. Sand är den dominerande kornfraktionen i en morän som i huvudsak har bildats av urberg. I undersökningsområdet finns dock moräner innehållande partiklar och stenar från sedimentära bergarter.

Vanligen ligger moränen direkt på berggrunden, och påträffas normalt även under yngre, sorterade sediment. Det förekommer också att moränen underlagras av äldre sorterade jordarter. I områden som ligger under HK eller varit täckta av issjöar har moränens ytligare delar delvis påverkats av vågorna och svallats och omlagrats.

Oftast bildar moränen ett relativt jämnt täcke med några meters mäktighet och följer berggrundsformerna. Även om de stora dragen av moränens morfologi följer berggrunden finns det ett ihållande mönster av låga och långsträckta ryggar, som benämns lineationer. Lokalt bildar moränen också andra egenformer vars utbredning och utseende är beroende av de olika processer som påverkat moränbildningen.

På jordartskartan redovisas, förutom den yttäckande och relativt jämna moränen, följande moränformer: kullig morän (moränbacklandskap), moränryggar (transversella mot isrörelseriktningen) samt drumliner. Morän är dessutom den dominerande jordarten i områden som betecknats som ”Tunn eller osammanhängande morän på berg”.

Vittringsjord

Vittringsjordar bildas genom kemisk och fysikalisk sönderdelning av berggrunden. I Sverige har denna vittring i regel skett under perioder när klimatet var betydligt varmare än idag, t.ex. under mesozoikum, men även idag sker en vittring av berggrundens ytliga delar och stenar och block i morän eller isälvssediment.

Isälvssediment

Isälvssediment består av block, sten, grus och sand som transporterats, sorterats och avsatts av smältvatten från inlandsisen. Sedimenten avsattes i tunnlar och sprickor i isens randzon samt framför isfronten. Sedimenten kännetecknas av att materialet är sorterat efter kornstorlek i olika skikt och lager samt att partiklarna är avrundade (jfr ”rullstensgrus”). Övergångsformer till morän förekommer.

Vid israndens successiva avsmältning bildades mer eller mindre sammanhängande isälvsavlagringar bestående av sorterade sediment med växlande sammansättning. I isälvstunnlar bildades ryggformade isälvsavlagringar, s.k. rullstensåsar. Framför isfronten avsattes avlagringar med plana ytor såsom deltan och sandurfält. Deltan är uppbyggda till vattenytan vid en isälvsmynning i en issjö eller i havet. Sandurfält är flacka sand- och grusavlagringar avsatta framför isfronten över havs- eller sjöytan. Lateralterrasser bildas av smältvatten i kanten mellan en glaciär och en dalsida.

Isälvssediment förekommer i utredningsområdet i form av flacka ryggar (åsar), kullar, deltan, sandur och terrasser. Isälvsavlagringarna tycks vid en första anblick vara oregelbundet spridda, men mer ingående studier påvisar ett systematiskt utbredningsmönster. Åsarna i området följer i stora drag isens avsmältningsriktning mot norr. Under HK är åsarna utsvallade och bildar flacka former. En del små avlagringar är emellertid svåra att följa och inordna i åsstråken.

Finkorniga havs- och sjösediment

Beteckningen finkorniga havs- och sjösediment innefattar jordarterna silt och lera, av såväl glacialt som postglacialt ursprung.

De glaciala sedimenten bildades genom att de finkornigaste partiklarna transporterades ut i öppet vatten av smältvattnet från isen. Där kunde de avsättas på havs- eller sjöbottnen och bilda en jordart som vanligen kännetecknas av en växellagring av finsand, silt och lera. Växellagringen, varvigheten, i bottenlagren av en glacial lera är normalt betingad av årstidsvariationerna i isens avsmältning och därmed vattenföringen i isälvarna. De finkornigare och mörkare, rödbruna lerskikten avsattes under vinterperioden medan de något grövre och ljusare silt- och finsands-

skikten avsattes under vår- och sommarperioden. Det bildades varvig lera och varvig silt med lerskikt.

Även under postglacial tid har finkorniga sediment avsatts i hav och sjöar. De postglaciala finkorniga havs- och sjösedimenten utgörs till stor del av omlagrade glaciala finkorniga sediment. De postglaciala finkorniga sedimenten saknar tydlig varvighet och kan innehålla organiskt material. Gyttjelera och gyttja bildas i botten av sjöar och kommer till ytan t.ex. vid sjösänkningar.

Grovkorniga havs- och sjösediment

De grovkorniga havs- och sjösedimenten utgörs främst av postglaciala svallsediment. I samband med landhöjningen utsattes tidigare avsatta jordlager för vågornas och havsströmmarnas påverkan. Detta medförde att jordarna omlagrades och förflyttades successivt mot lägre liggande terräng. Svallsedimentens sammansättning och mäktighet varierar kraftigt beroende på läge i terrängen och ursprungsjordart. Mäktigheten är dock vanligen 0,5–3 m. Utbredningen och mäktigheten av svallsediment i det studerade området är begränsad, vilket tyder på att svallningen inte varit särskilt intensiv.

Svallsedimenten består av grus eller sand som sköljts ut ur morän eller isälvsavlagringar och de överlagrar därför ofta äldre jordlager, såsom glacial lera, isälvssediment eller morän. Svallgrus och svallsand påträffas således nedanför HK, främst i anslutning till isälvsavlagringarna men också nedanför sluttande häll- och moränytor. De förekommer i form av flacka fält eller vallar.

På jordartskartan har de grovkorniga havs- och sjösedimenten delats in i klapper, grus, mellansand–grovsand samt finsand. Dessutom förekommer morän med svallat ytskikt, vilken beskrivs ovan, under avsnittet *Morän.*

Den postglaciala sanden har vid karteringen delats in i finsand respektive mellansand–grovsand. Den senare beteckningen omfattar i princip svallsand i egentlig mening, medan finsanden ofta är avsatt på djupare vatten och kan vara svår att skilja från glacial finsand. Den postglaciala finsanden är primärt avsatt som distala svallsediment, men genom havsströmmars inverkan i de dåvarande fjordarna har den transporterats längs botten och avsatts på djupare vatten. Den här typen av sand har i regel avsatts i relativt tunna lager, och mäktigheter över 3 m torde vara ovanligt.

Svämsediment

Denna typ av sediment har bildats och bildas än idag utmed vattendrag. Svämsediment avsätts utmed vattendragen i samband med översvämningar eller vid intensiva vattenflöden. Därvid bildas det plana fält eller bankar med svagt böljande mark (s.k. levéer) utmed vattendragen. Äldre, torrlagda strömfåror finns ofta bevarade i svämsedimenten. Deras sammansättning växlar starkt i både vertikal- och horisontalled och sorteringen är vanligen ofullständig. Ibland kan också svämsediment avsättas vid sjöar. Svämsedimenten består huvudsakligen av finsand och grovsilt och innehåller en varierande halt av organiskt material, främst växtrester. Utmed mindre vattendrag avsätts inte alltid svämsediment, utan istället kan det snarare ske en erosion av underlaget.

I små avsnörda sträckor av ett meandrande vattendrag, s.k. ”korvsjöar”, kan halten växtrester och organiskt material vara så hög att svämsedimentet närmast är att betrakta som torv eller gyttja.

Torv och gyttja

Klassificeringen av torv skiljer sig något mellan den lokala och regionala karteringen av området. I den lokala jorddatabasen (Linköpings- och Jönköpingsområdena) har torvmarken indelats i mossar och kärr, vilka särskiljs bland annat med hjälp av vegetationens sammansättning på våtmarken. I den regionala jorddatabsen (Tranåsområdet) är mossar och kärr sammanslagna till klassificeringen torv. Tunt torvtäcke (< 0,5 m) på annan jordart förekommer också.

Gyttja består av finkorniga rester av döda organismer och avsätts på botten av sjöar eller grunda havsvikar. De gyttjiga sedimenten kan delas in i gyttja respektive lergyttja/gyttjelera. Gyttja har en organisk halt som är högre än 20 %. Lergyttja/gyttjelera har en organisk halt på 2–20 %. Dessa jordarter finns ofta nära markytan i områden som varit sjöar men som vuxit igen eller dikats ut.

För mer information om torvmarkerna i området hänvisas till torvmarksinventeringen (von Post 1923).

Talus

Material bestående av nedfallna bergartsfragment av olika storlek vid basen av bergbrant kallas talus. I ytan är det oftast block.

Fyllning

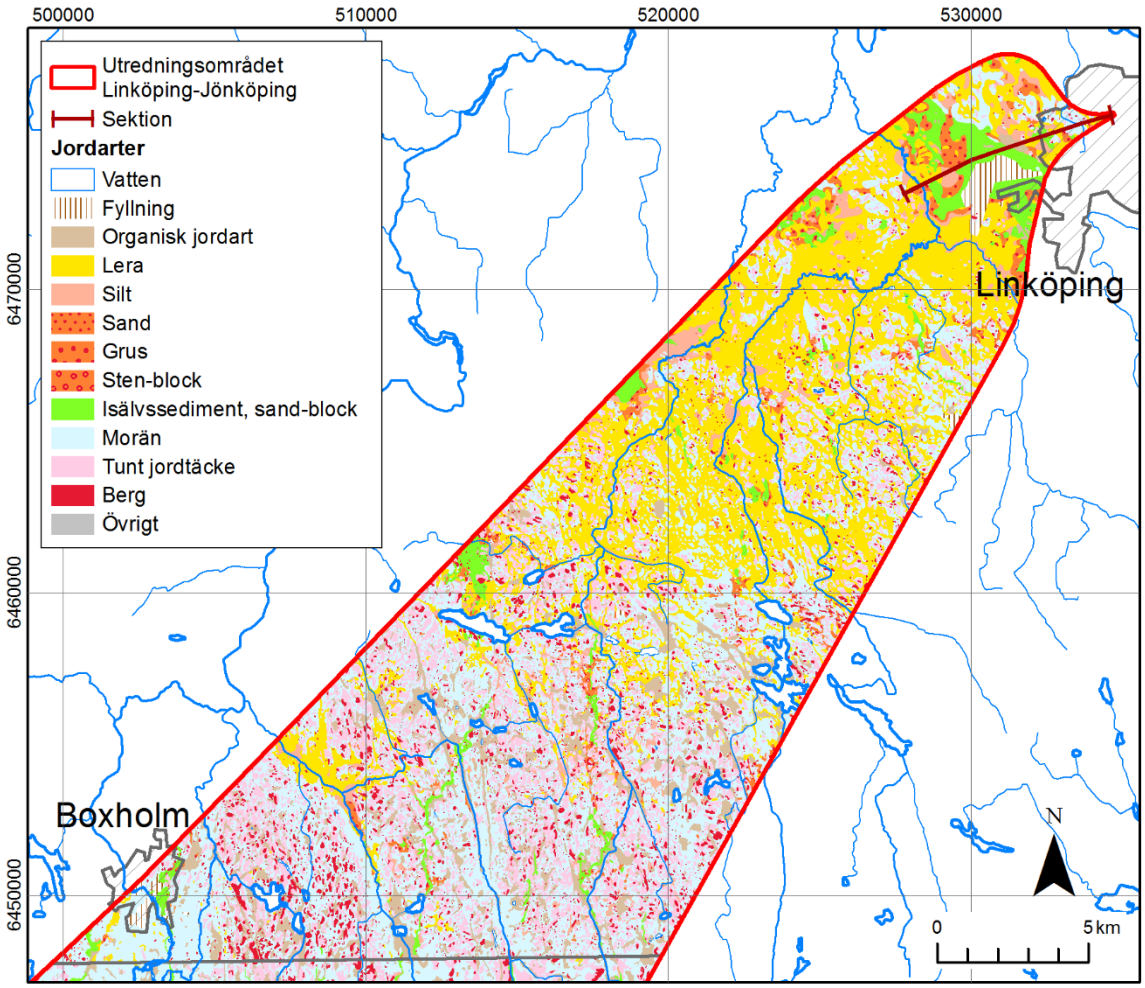
Beteckningen ”fyllning” innebär att den ursprungliga markytan täckts av schaktmassor, byggnadsavfall, äldre hushållsavfall, gråberg etc. med en mäktighet på mer än ca 1 m. Om jordarten under fyllningen är känd, illustreras detta i kartan genom att begreppet fyllning används i kombination med aktuell jordartsbeteckning. Inom tättbebyggda områden grundas den geologiska kartläggningen på observationer på orörda ytor, t.ex. parker, glest bebyggda områden, villaträdgårdar, samt på äldre kartor och grundundersökningar. En enbart asfalterad yta med förstärknings- och bärlager betecknas inte som fyllning.

Beskrivning av delområden och geologiska förutsättningar

De geologiska förhållandena uppvisar stor variation inom det undersökta området. Undersökningsområdet har delats in i tre delområden med likartad topografi och jordartssammansättning (fig. 1, översiktskarta).

Område 1 – Linköping

Topografisk beskrivning av området: Delområdet sträcker sig från Linköping i ett stråk mot Boxholm och området strax sydöst därom (fig. 5). Hela området innefattas av urbergsterräng, och är beläget söder om Östergötlands sedimentära berggrundsområde. Det karaktäriseras av sprickdalar i nord–sydlig riktning och en svag nordsluttning. De norra delarna av området ligger på Östgötaslätten, ca 40−60 m ö.h. och de södra delarna i småkuperad urbergsterräng, mellan 140 och 160 m ö.h. HK ligger på ca 140 m ö.h. i södra delen av delområdet (fig. 2, Påsse & Daniels 2015, Johansson & Gorbatschev 1973, Johansson 1979, Cato & Lindén 1973). Kombinationen av isens avsmältning norrut, och en topografisk lutning mot norr, möjliggjorde bildandet av issjöar i dalgångarna ovanför HK.

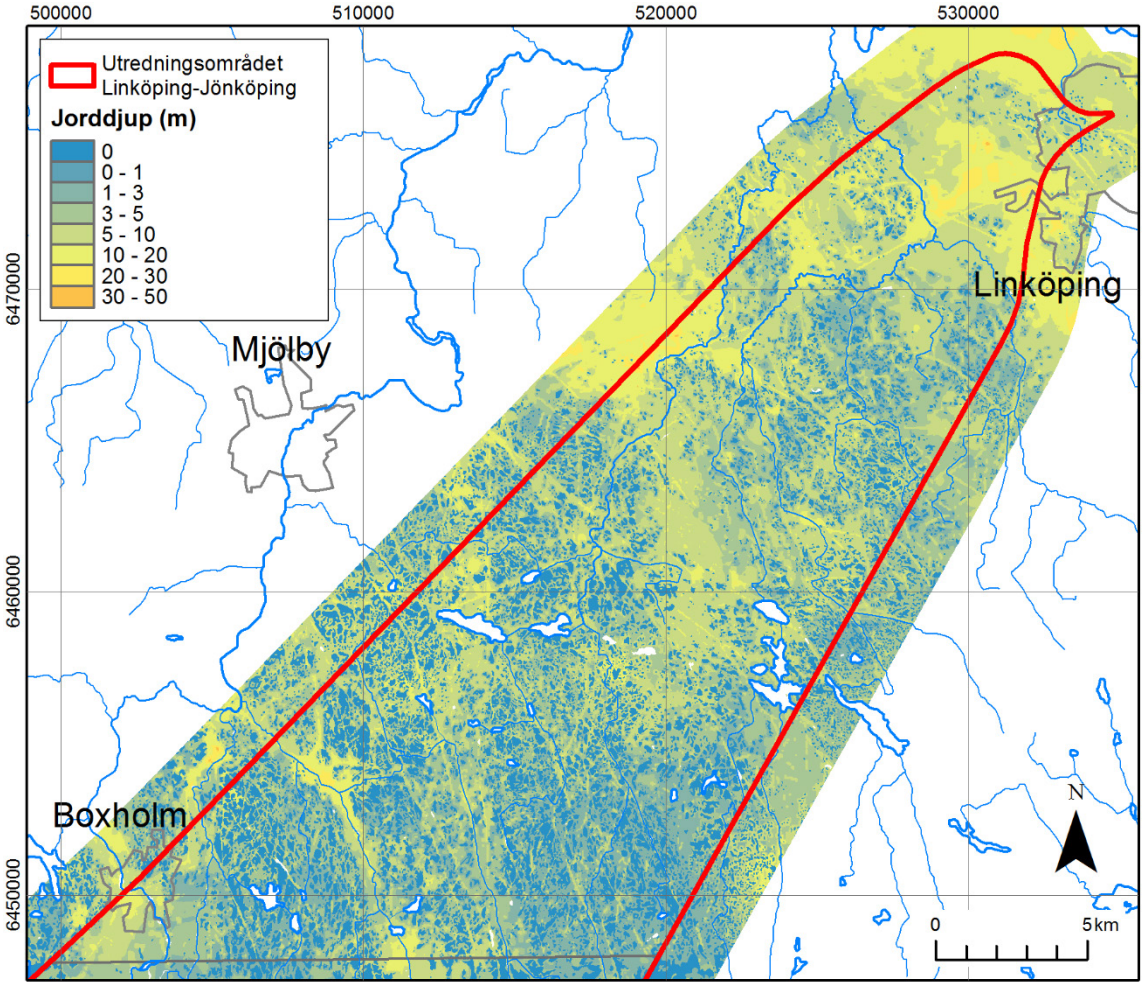


Figur 5. Förenklad jordartskarta över utredningsområdet Linköping med en tolkad sektion.

Beskrivning av jordarterna och jorddjup: Norra halvan av delområdet är präglat av glacial lera, men berg och morän sticker upp i lermarken (fig. 5). Omfattningen av berg i dagen ökar markant söderut. I nordligaste delen av området, mellan Linköping och Mantorp, sträcker sig ett område med isälvssediment. Dessa mer eller mindre komplexa avlagringar är en del av den mellansvenska ändmoränzonen, ett randläge där isavsmältningen tidvis stannade upp och även ryckte fram över området igen. I detta område är jorddjupet också något större, upp till 35 m (fig. 6). Södra halvan av delområdet präglas av mycket berg i dagen och tunt moräntäcke på berg. Där är jorddjupet mer begränsat (5–10 m), men kring Boxholm och i Åsboåns dalgång och dess fortsättning åt sydöst finns ställvis jorddjup på upp till 20 m. Berg i dagen och tunt moräntäcke på berg täcker drygt 20 % av markytan inom delområdet.

Vittringsjord och grusvittrat berg förekommer på flera ställen i södra delen av området. Det ska ha funnits en mindre täkt i vittringsgrus sydöst om Åsarp, alldeles norr om gränsen mot Tranås-området (Johansson 1979).

Morän är den vanligaste jordarten i delområdet och täcker drygt 30 % av markytan. Den är oftast sandig men i de norra delarna finns även lerig och siltig morän med bergartsinnehåll från de sedimentära bergarterna i Östergötland. På ett fåtal platser har morän påträffats ovanpå isälvs-sediment, t.ex. i en grustäkt sydöst om Mantorp (fig. 7). Kullig morän förekommer sporadiskt och centralt i delområdet finns ett antal små drumliner.



Figur 6. Jorddjupsmodell över utredningsområdet Linköping.

Isälvssediment täcker ca 4 % av markytan och förekommer i några mindre stråk samt i randbildningarna vid Mantorp, Vikingstad och Malmslätt. De största stråken är Slakaåsen med fortsättning genom Malmslätt, Malexanderåsen och Boxholmsåsen. Över HK består isälvssedimenten främst av smala rullstensåsar med en sammansättning av stenigt grus, medan de under HK är mer utbredda med flackare ytor och en mer sandig materialsammansättning. I randläget vid Mantorp-Vikingstad-Malmslätt är sammansättningen mer komplex, med inslag av silt, lera och morän, och med lager som ofta är veckade (fig. 7).

Finkorniga havs- och sjösediment förekommer framför allt i den norra delen av delområdet samt i en del dalgångar som når ner under HK eller har varit del av en mindre issjö över HK. Dessa jordarter täcker närmare 30 % av markytan. Huvudsakligen är det glacial lera och silt, oftast varvig. I sänkor i den glaciala leran förekommer postglacial lera med tunn mäktighet över den glaciala leran. Ställvis finns tunn torv ovanpå den postglaciala leran. Lera och silt finns även under postglacial sand och grus. Lerhalten i de finkorniga sedimenten kan vara upp till 70 % enligt några av analyserna i de tidigare kartbladsbeskrivningarna (Johansson & Gorbatschev 1973, Johansson 1979, Fromm 1976). Ovanför HK, i södra delen av delområdet, förekommer finkorniga sediment i dalgångar som har varit uppdämda till issjöar i samband med deglaciationen. Det rör sig mest om silt, men finsand kan också förekomma.

Grovkorniga havs- och sjösediment finns i huvudsak i närheten av HK samt i närheten av en del isälvssediment. Oftast förekommer sand, men på begränsade ytor även svallgrus.

Figur 7. Skärning i isälvssediment utanför Mantorp, med ett täckande moränlager på ca en meter. Lagren under moränen är störda och veckade. Foto: Jonas Ising, 2018.

Svämsediment förekommer ställvis längs åarna, framförallt i slättområdena. I huvudsak är dessa sediment finkorniga, men på några ställen sandiga. Mäktigheten är oftast begränsad.

Torvmarker täcker ca 8 % av markytan i delområdet. De förekommer framför allt i södra delen av delområdet, oftast som kärr i botten av sprickdalarna och i lerområdena i norr. Mossar förekommer i mindre utsträckning. Gyttja finns framför allt i markytan där sjöar har sänkts, exempelvis f.d. Sätterstorpssjön norr om Boxholm och Nackebosjön, mellan V. Harg och Nykvarn.

Fyllning förekommer framför allt i Boxholm och på flygfältet i Malmslätt. Mäktigheten varierar.

Geologiska värden: Kärna mosse, belägen vid Malmslätt, är en ovanlig källmyr som bildats med hjälp av utströmmande grundvatten från isälvssedimenten i randbildningen.

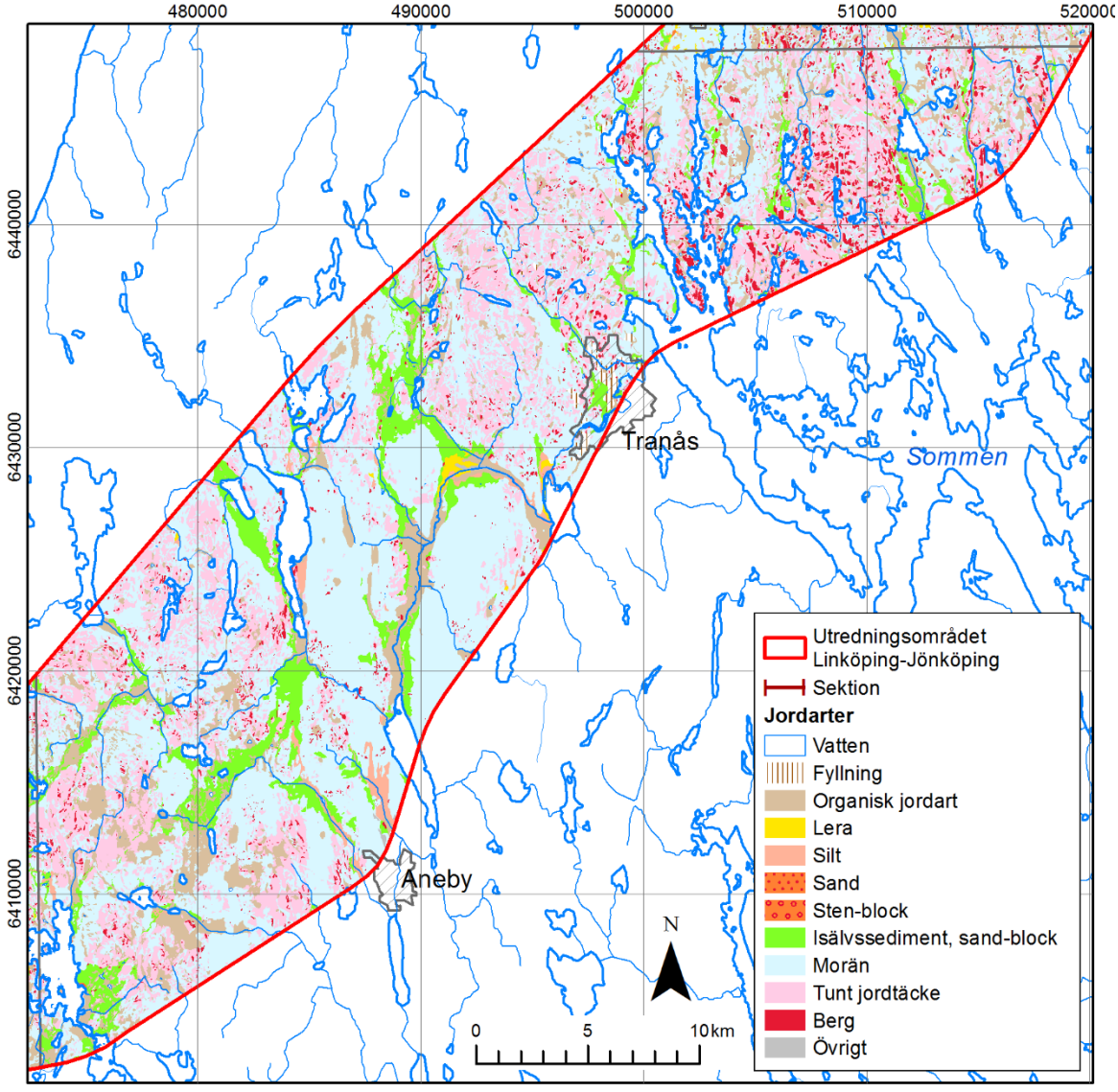
Schematisk sektion: En tvärsektion som visar berggrundens överyta och jordartssammansättningen i djupled har ritats längs en sträcka mellan strax sydväst om Malmslätt och till Linköping (bilaga 1, samt se sträckningen illustrerad i figur 5). På lerslätten, längst i sydväst är jorddjupet mestadels 5–10 m bestående av glacial lera på morän. Ibland förekommer ett tunt lager med postglacial lera överlagrad av lite sand. Längs Kapellån finns svämsedimentplan. Närmare Malmslätt ökar förekomsten av postglacial sand, vilken härrör från svallning av isälvssedimenten vid Malmsätt. Vid Malmslätt, som också är högsta punkten i sektionen, är jorddjupet 15–20 m, markerat som isälvssediment i databasen. Dock har dessa sediment en komplex sammansättning, med omväxlande silt och lera i veckade lager, troligtvis ett resultat av en isframstöt. Det finns även uppgifter om att isälvssedimenten bitvis täcks av ett ”moränartat material” (Fromm 1976). Detta har inte kunnat bekräftas i denna studie p.g.a. avsaknad av öppna täkter. Ett liknande fall, med morän som överlagrar isälvssediment, observerades däremot vid täkten i Mantorp (fig. 7). De djupare partierna vid Malmslätt har i sektionen markerats som ospecificerad jord då borr-

uppgifterna har varit bristfälliga. På avlagringens nordöstsluttning skär sektionen genom Kärna mosse. Från Kärna mosse och till Linköping är markytan undulerande med höjder som består av morän och berg och dalgångar som har lera och isälvssediment i markytan. I denna del sänker sig terrängen med ca 20 m och jorddjupet är mellan 5 och 10 m.

Geologiska förutsättningar: I nordöstra kanten av randbildningen vid Malmslätt förekommer grundvattenläckage i anslutning till Kärna mosse. Där kan också finnas erosionskänsliga partier med silt, enligt brunnsuppgifter. I övrigt finns det inga tecken på erosion i området, såsom större raviner eller spår efter skred. Topografin kan bitvis vara kraftigt varierande då utredningsområdets sträckning går tvärs en mängd sprickdalar i berggrunden.

Område 2 – Tranås

Topografisk beskrivning av området: Området ligger i de norra delarna av sydsvenska höglandet, som här höjer sig från ca 125 till ca 330 m ö.h., dvs. till största delen ovanför HK. Trakten blev isfri för ca 13 000 år sedan, och den högsta nivå som havet (Baltiska issjön) nådde upp till representeras av en handfull platser längs områdets norra gräns. Finkorniga sediment saknas därför nästan helt (fig. 8). I terrängen över HK fanns flertalet issjöar som under deglaciationen var uppdämda mellan isen i norr och höglandet i söder.

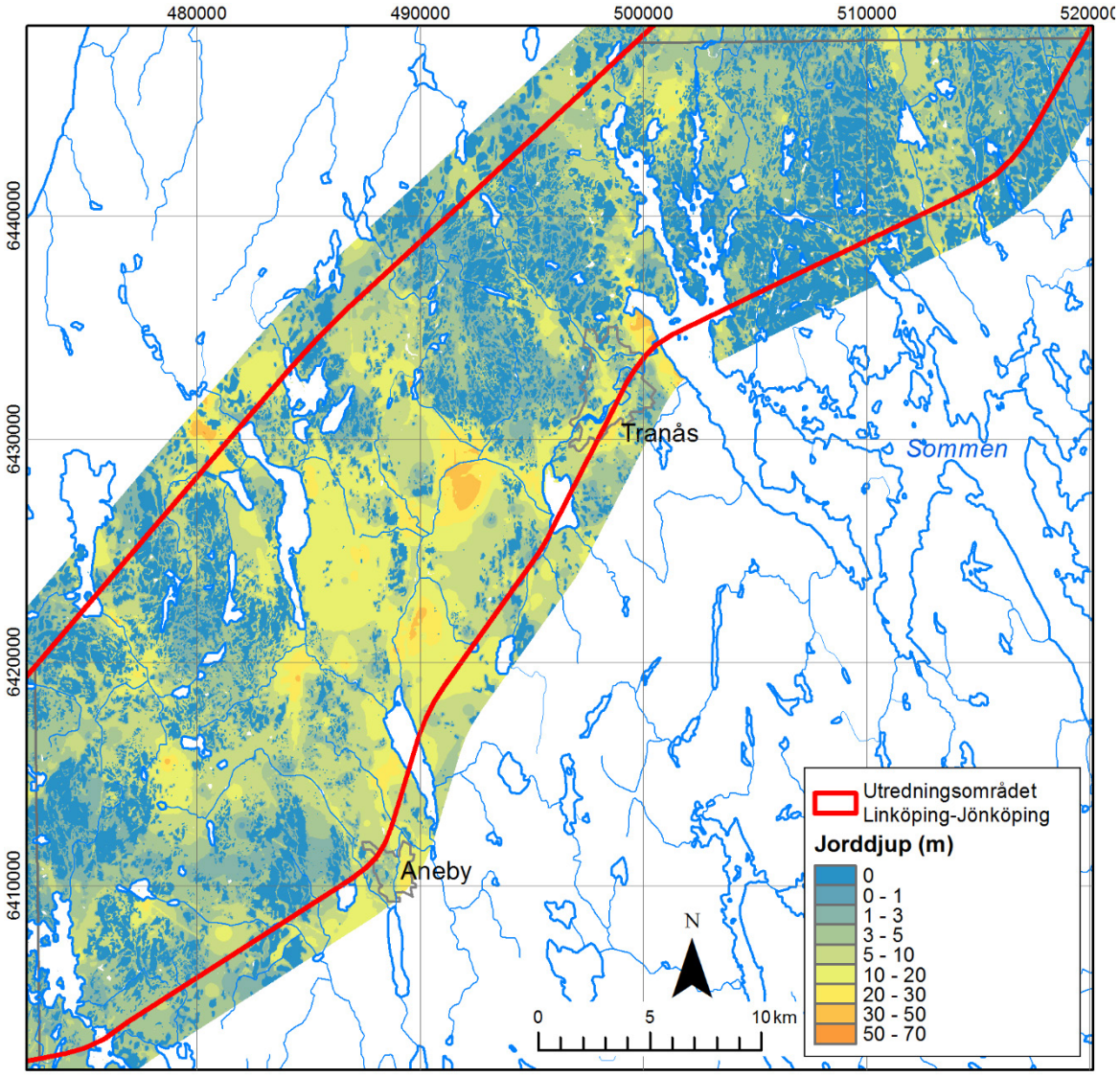


Figur 8. Förenklad jordartskarta över utredningsområdet Tranås.

Jorddjup: Enligt jorddjupsmodellen är mäktigheten av jordlagren som mest ca 50 m (fig. 9). Generellt hittas de största jorddjupen i dalar med stor andel isälvssediment. Undantaget är de stora moränliderna (jfr Gillberg 1976, Påsse 1986) i centrala delarna av området, där det största modellerade jorddjupet också återfinns.

Isrörelseriktningar: Generellt är den nord–sydliga orienteringen på isräfflor och drumlinformationer väl överensstämmande inom området. I den norra delen saknas dock tydliga, dokumenterade indikationer på isrörelseriktning. Detta beror på att jordtäcket generellt är väldigt tunt i detta område, vilket ger dåliga förutsättningar för bildandet av landformer. Dessutom har det exponerade berget utsatts för vittringsprocesser, och eventuella isräfflor kan på så sätt ha vittrat bort. En äldre isrörelseriktning från nordnordväst påvisas av stora drumliner belägna på moränliderna. Ovanpå dessa stora äldre drumliner finns små yngre drumlinformer, som har en nord–sydlig riktning.

Beskrivning av jordarterna: Området har tidigare undersökts av SGU (Blomberg m.fl. 1900, Gavelin m.fl. 1900, Mikko 2007a, b). Morän är den dominerande jordarten och täcker ca 45 % av delområdet. Generellt sett är moränen sandig, och i den regionala karteringsmetoden klassificeras inte moränen vidare efter kornstorlekssammansättning. Moränen delas dock in med avseende på mäktighet, blockighet och morfologiskt form. I stora områden, framförallt på bergsplatåer, består



Figur 9. Jorddjupsmodell över utredningsområdet Tranås.

moränen endast av ett tunt eller osammanhängande jordtäcke på berg. Dessa tunna jordtäcken finns över hela delområdet. Norr om sjön Sommen blottas stora ytor av kalt berg, vilket betecknas som ’berg’ på kartan. Berg och tunt jordtäcke på berg utgör tillsammans ca 26 % av delområdets yta. Moränens mäktighet är större i de centrala delarna av området. Detta område upptogs av stora issjöar under glaciationen. De stora moränliderna med omgivande smältvattenkorridorer består generellt av blockfattig, hårt packad bottenmorän. På några ställen har raviner utbildats i sluttningar på dessa moränlider, vilket kan indikera ett mer sorterat jordlager under moränen. Raviner finns vid Norraby i Tranås, norr om Säbysjön, väst om sjön Noen, söder om Klevaberget och öster om Sötåsa. Även utmed sluttningar där raviner saknas, finns områden med sorterade sediment under den yttäckande moränen, t.ex. de nordliga sluttningarna mellan Gripenbergs samhälle och Gripenbergs slott. I liknande landskapstyper öster om utredningsområdet finns lokaler där man kunnat bekräfta moräntäckta sediment.

I områden kartlagda enligt regional skala och metodik är endast storblockiga ytor utskilda från övrig morän. *Storblockig* yta avser områden där uppskattningsvis minst två tredjedelar av ytan täcks av block större än 1 m^3. Som *jätteblock* markeras fritt liggande block som vanligen är större än ca 150 m^3. En handfull jätteblock är karterade, vilka alla förekommer i den norra delen av området. De flesta storblockiga ytorna finns norr om Tranås. Mer specifika kartenheter gällande block är *blocksänkor* och *blockfält*, vilka är relativt vanliga i den norra halvan av delområdet. Blocksänkor är ytor med ett heltäckande lager av block som anrikats i markytan genom tjälnings-processer. Beteckningen blockjord avser ett heltäckande ytlager av block där bildningssättet är okänt eller där andra processer än frostaktivitet bedöms ha haft betydelse för bildningen, var för sig eller i samverkan, t.ex. skred, glaciala och glacifluviala processer.

I flera områden norr om sjön Sommen förekommer block och hällytor som uppvisar tecken på vindslipning. Detta tyder på ett hårt, ihållande klimat efter att området blivit isfritt.

Andra blockrika områden är ofta den kulliga topografin som återfinns vid ändmoräner eller angränsar till isälvsstråken.

Isälvsavlagringar utgör ca 7 % området. De största stråken finns omkring sjön Öjaren, sydost om Tranås, norr om Gripenberg, nordväst om Aneby, kring Vireda och Hullaryd, samt vid sjöarna St. och L. Nätaren.

Ett stort område från Göberga i söder upp till Hagalund i norr innehåller mycket grus. Dock har endast typiska landformer förknippade med issälvssediment, och med blockfattiga ytor, karterats som isälvsmaterial. Resten av området är, utöver berg eller tunt jordtäcke, karterat med beteck-ningen moränbacklandskap (’kullig morän’). Den kulliga moränen har en blockig yta, som ställvis är blockrik eller storblockig. Detta område är del av samma stråk som skär in i området genom Ralångendalen, där kullar och ryggar av sandigt grusigt sediment avlagrats utmed dalens östra sida upp till Frinnarydstrakten och sedan vidare förbi Linderås. Ett par åsar kommer in i områdets sydvästra del, vid Järsnäs och Sundsholm. Sydväst om Järsnäs finns åsar och ett plan utbildat i grus, medan de flacka, mer utbredda avlagringarna norr om Sundsholm är mestadels sandiga. I de senare går berget i dagen på flertalet ställen, vilket visar på avlagringens ringa mäktighet. I norra änden av sjön St. Nätaren återkommer, troligtvis, samma avlagring i markytan. Ett stort samman-hängande stråk från Gullhult till Hullaryd har, framförallt i norra delen, relativt stora jorddjup (ca 28 m, varav åtminstone 8 m består av grusig sand) med ställvis välrundat, välsorterat grus. Söder om Adelöv finns ett plan med 10–20 m sandiga siltiga avlagringar där det även observerats grus och sten i ytan, ett s.k. sandurdelta.

Det finns flera morfologiska spår i landskapet som visar att det forsat stora mängder smältvatten, både under och framför isen. De stora dalgångar som skurits ned i sedimenten, oftast innehållande åsar, är bildade av subglacialt smältvatten. Här återfinns ofta grusiga jordarter som isälvssediment

eller grusig morän, blandat med en mer ordinär morän. Det förekommer även stora smältvatten-rännor som bildats framför isen då vattennivåer jämnas mellan issjöar.

Lera och silt förekommer i ett par forna vikar av den Baltiska issjön (utmed norra gränsen av området) och på ytor som täcktes av mindre issjöar (i de mellersta delarna av området). Glacial grovsilt–finsand förekommer i anslutning till isälvsavlagringar, där avsättningsmiljön varit sådan att finsediment tillåtits att sedimentera.

Svämsediment förekommer på några ställen utmed Svartån och Noån.

Torv utgör ca 11 % av delområdets yta. Gyttja förekommer primärt till följd av sjösänkningar, exempelvis av Norra Ledsjön, St. Ösjön, Säldefallasjön och Lillesjön. De stora torvmarkerna i dalgångarna underlagras av glacial silt och finsand. Lera kan också förekomma.

Vittringsjord har karterats på en handfull platser, men kan finnas på fler ställen. De är svåra att upptäcka om det inte finns skärningar. Förekomster finns framför allt norr om Aneby och norr om sjön Sommen.

Talus förekommer utmed några branter i norra delen av området, som visar att berget har sprick-plan som ger förutsättningar för ras men också att branterna är mer exponerade mot vatten, kyla och vind.

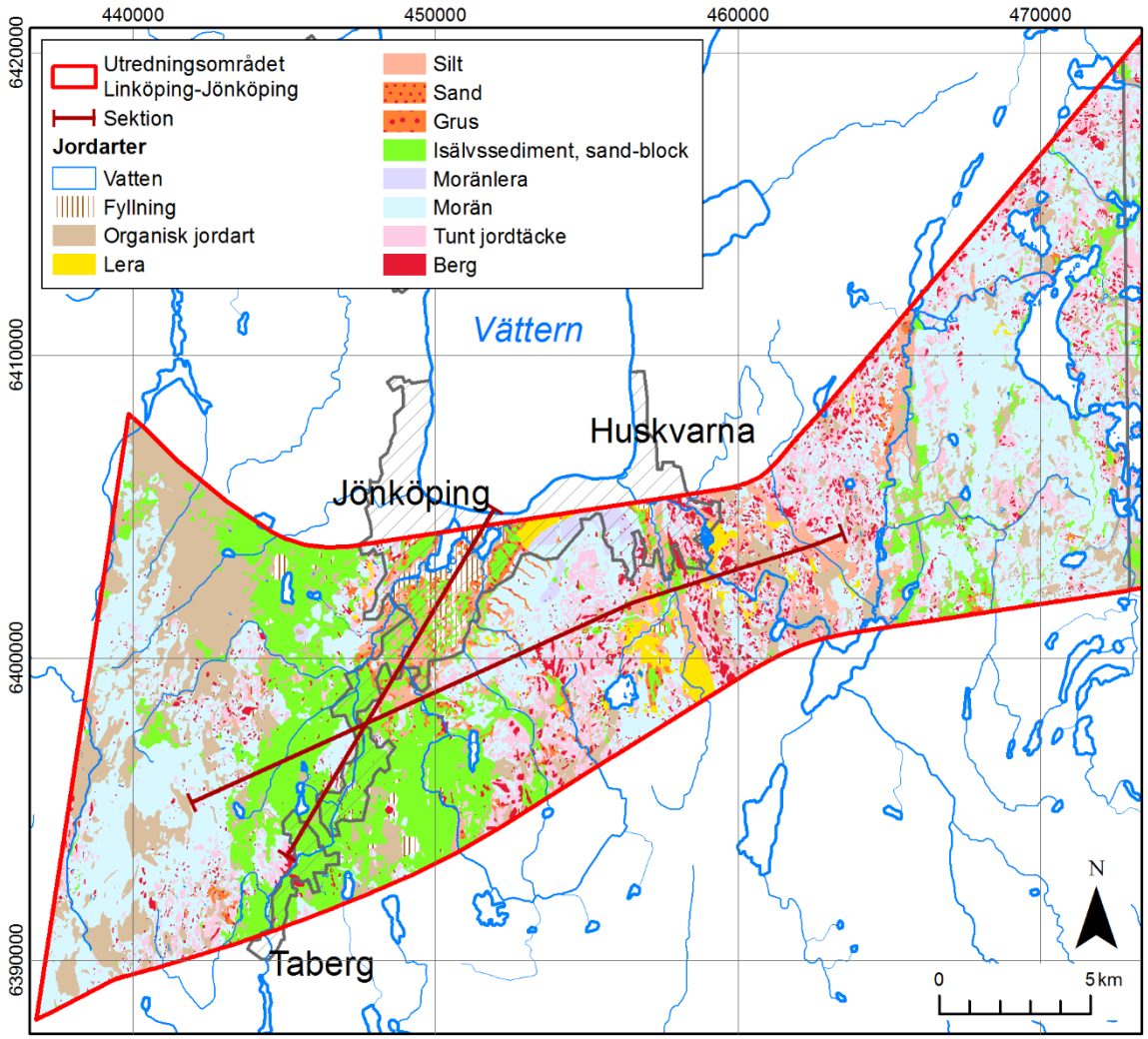
Fyllning finns i och omkring Tranås stad. Mäktigheten varierar mellan 1 och 5 m.

Geologiska värden: Stora isälvsavlagringar med varierande form och genes finns ställvis i området. Dessa avlagringar har också stora grundvattenmagasin. Erosionsrännorna i Tranås visar på isavsmältningens dramatiska förlopp. Trollstenen, ett stort flyttblock utanför Tranås, är sevärd. Det finns ett vackert åsnät norr om Göberga med kullar av både grusig morän och isälvssediment.

Geologiska förutsättningar: Topografin i nordöstra delen av undersökningsområdet är mycket oregelbunden. Delområdet karakteriseras dessutom av flera jordartsgränser och gränser mot berg i dagen inom begränsade områden. De stora moränformationerna ser enhetliga ut från markytan men kan vara komplexa i sammansättning på djupet. Jorddjupet kan också variera i dessa avlagringar inom ett begränsat område. Övergången mellan fast mark (berg, morän och isälvssediment) och de stora torvmarkerna, som underlagras av glaciala finkorniga sediment, kan vara utmanande byggnadstekniskt. Detta dels p.g.a. stora skillnader i markstabilitet men också kopplat till risken för grundvattenläckage vid schaktning i fastmark bestående av morän eller isälvssediment.

Område 3 – Jönköping

Topografi, isräfflor och jorddjup: Den i princip nord–sydliga Protoginzonen löper i den centrala delen av området. I det här området är zonen även kallad Vätternsänkan (fig. 10). Isräfflornas riktning visar att isrörelsen varit kraftigt påverkad av den djupa sänkan. Söder om Vättern är isrörelseriktningen nästan nordlig, medan den blir mer nordöstlig i området sydväst om Vättern och mer nordvästlig i området sydöst om Vättern. Stora jorddjup förekommer i hela Jönköpings-området (fig. 11). Det största kända jorddjupet i Sverige finns i de centrala delarna av Jönköping, ca 200 m. De stora djupen (50−100 m) fortsätter i dalgången mot sydsydväst, åtminstone till Hovslätt. Stora jorddjup finns även norrut i Vättern där vattendjupet är ca 120 m. Seismiska undersökningar visar på ca 200 m med bottensediment (Greenwood m.fl. 2015). Lagerföljden är komplex i Jönköping. Lera och silt kan förekomma under morän eller isälvssediment. I Ryhov och Ekhagen, sydöst om Jönköping centrum finns också stora jorddjup. I höjdområdet väster om



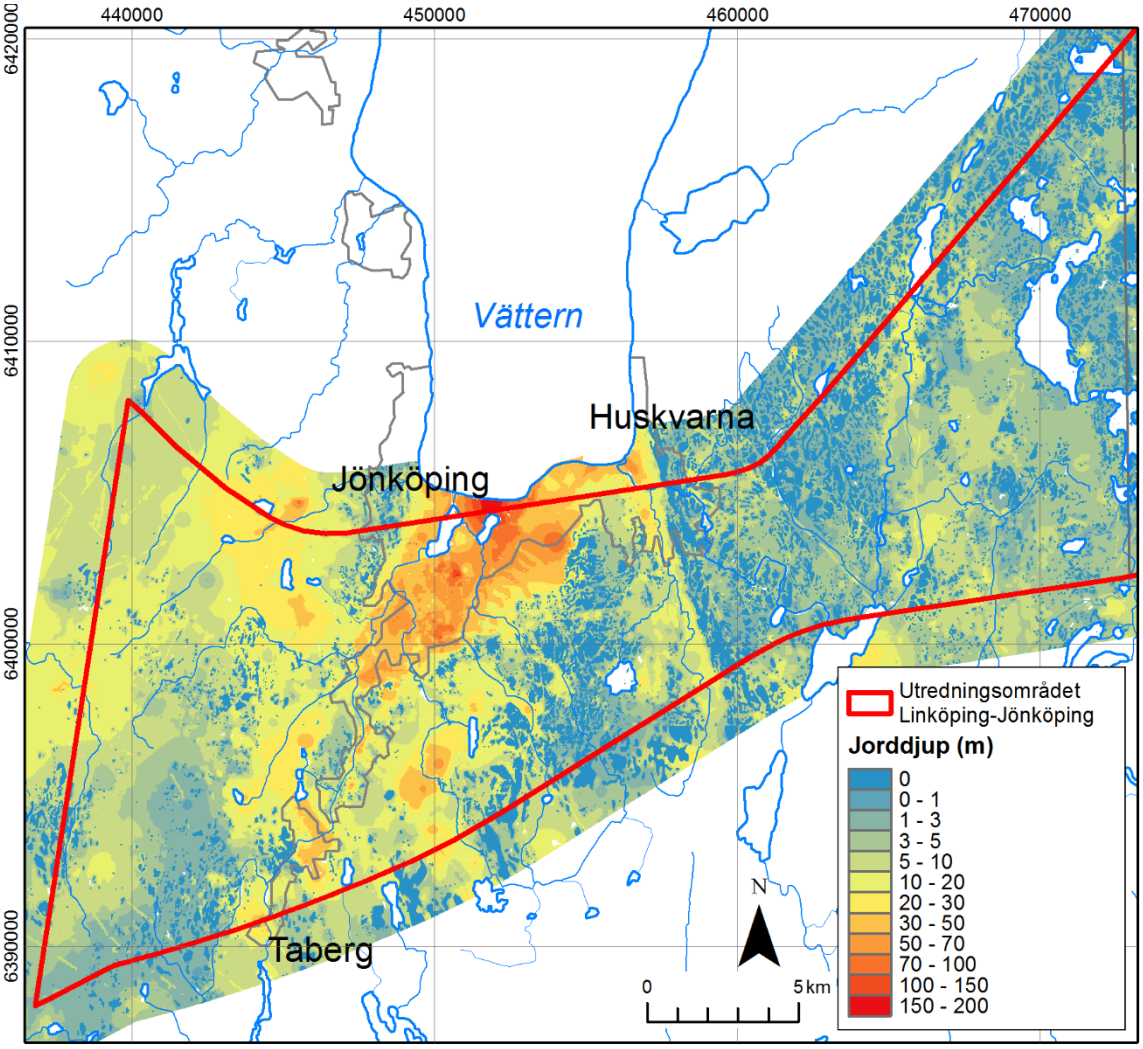
Figur 10. Förenklad jordartskarta över utredningsområdet Jönköping med två tolkade sektioner.

Taberg är jorddjupen varierande. På Bondberget, som ligger sydöst om Jönköping, och i området söder om berget är jorddjupet vanligen 0–3 m. I höjdområdet öster om Huskvarna är jordmäktigheten normalt under ca 5 m. Nordöst om Lekeryd finns ett nästan nord–sydligt moränområde där jordmäktigheten är 10–20 m.

Beskrivning av jordarterna: I dalgången från Jönköping och mot sydväst saknas berg i dagen helt ner till Hovslätt. Söder därom förekommer berg i dagen i dalsänkan. Höjdområdet väster om Taberg kännetecknas av relativt låg till måttlig blottningsgrad av berg i dagen och berg med tunna jordtäcken (fig. 10). Bondberget och området söder om berget kännetecknas av relativt hög blottningsgrad av berg i dagen. Andelen berg i dagen och berg med tunna jordtäcken är relativt hög i höjdområdet öster om Huskvarna och vidare till Lekeryd. Den totala ytan av berg i dagen och berg med tunna jordtäcken är ca 15 % av det undersökta området.

Vittringsjord förekommer inte i Jönköpingsområdet men är vanligt förekommande längre österut i det undersökta området. Även om vittringsjord inte förekommer i Vätternsänkan är berget förskiffrat på östra sidan av dalgången, norr och söder om Huskvarna. Talusbranter förekommer söder om Huskvarna.

Morän täcker ca 40 % av det undersökta området. Moränen förekommer i höjdområdena på bägge sidor av Vätternsänkan, samt på Bondbergets norra sluttningar. Sand är den dominerande fraktionen, men lerinnehållet är högre än i vanliga sandiga moräner i Sverige. Moränerna i



Figur 11. Jorddjupsmodell över utredningsområdet Jönköping.

Jönköpingsområdet har ett ovanligt stort innehåll av olika bergarter, bl.a. karbonathaltiga bergarter, som är orsaken till variationen av olika typer av morän. Moränlera förekommer också i Jönköpingsområdet. Moränens mäktighet varierar mellan 1 och 15 m i höjdområdena på bägge sidor av Vätternsänkan. På Bondbergets nordvästra sluttning, öster om Ryhov, kan moränmäktigheten vara betydligt större. Ryggar och kullar i moränterrängen förekommer sporadiskt. I dessa formationer är vanligen moränen något mer grusig jämfört med morän med flack markyta.

Isälvssediment utgör ca 20 % av ytan i delområdet, och förekommer framför allt i fyra nästan nord–sydliga stråk inom Jönköpingsområdet (fig. 10). Längst västerut ligger isälvssedimenten på en höjdplatå i området Axamo–Sandseryd. De tre övriga isälvsstråken ligger i dalgångar. Sand är dominerande fraktion i dessa isälsavlagringar. I Jönköpingsssänkan finns isälvsavlagringar som bildar flacka kullar och platåer, vars former är förstärkta av erosion. Sand är också här dominerande fraktion även om grusskikt förekommer. Andelen grus i isälvssedimenten är något högre i den västra delen av Jönköpingssänkan. På djupet finns också siltskikt och något mäktigare siltlager. I Huskvarnadalen finns isälvsavlagringar på bägge sidor av dalgången, med sand som dominerande fraktion. I dalgången mellan Lekeryd och Svarttorp finns isälvsavlagringar i den östra kanten av dalgången, där sand och grus är dominerande fraktioner. Söder om Haurida finns flera isälvsavlagringar i form av åsar, deltan och sandur. Sten och grus är dominerande fraktioner i dessa isälvssediment. I hela det undersökta området finns karbonathaltiga bergarter, skiffer och sandsten i grusfraktionen av isälvssedimenten.

Finkorniga havs- och sjösediment, framför allt i form av glacial lera och glacial silt, förekommer i begränsad omfattning (ca 5 %) i området. Lerhalten i den glaciala leran är 30–50 % och den är något varvig med siltskikt. Leran är något överkonsoliderad i karteringsdjupet. Lera finns också under yngre sediment som postglacial sand. I Jönköpingsområdet finns även lera och silt under morän och isälvssediment. Det beror på att inlandsisen avancerat fram över tidigare avsatta finkorniga sediment, framförallt i dalgången söder om Jönköping.

Grovkorniga havs- och sjösediment förekommer i begränsad omfattning i området. Postglacial sand och grus finns i sluttningarna av dalgångarna och ställvis överlagrar dessa sediment glacial lera.

Svämsediment förekommer längs Tabergsån, Lillån och Huskvarnaån. Grovsilt–finsand är vanligaste kornstorleksfördelningen men partier med silt–lera respektive ren sand förekommer också. Det organiska innehållet är påtagligt i alla former av svämsediment. I de nedre delarna av Tabergsån och dess utlopp i Munksjön finns svämsediment och torv till ett djup av ca 20 m under markytan.

Stora torvmarker finns framförallt i höjdområdena på bägge sidor om Vätternsänkan. Totalt utgör mosse- och kärrmarker ca 20 % av delområdets yta. Dumme mosse är den största mossen, belägen väster om Jönköping och med mäktighet på som mest ca 10 m. I höjdområdet öster om Huskvarna finns också mossar och kärrmarker. Mäktigheten är som mest ca 5 m i dessa torvmarker. Även runt sjöarna Munksjön och Rocksjön finns torvmarker med stor mäktighet. Ca 20 m med organiska jordarter har påträffats vid de sydvästra delarna av Munksjön.

Fyllning förekommer framförallt i Jönköpingsområdet. De centrala delarna av staden är byggda på fyllnadsmassor, som även förekommer runt delar av Munksjön och Rocksjön. I industri-områdena söder om centralorten finns stora områden med fyllning. Mäktigheten varierar från plats till plats.

Issjöar har förekommit i Vätternsänkan och i Lekerydsområdet upp till ca 220 m ö.h. (Svantesson 1985). Glacial lera och silt förekommer under dessa nivåer.

Schematiska sektioner: Två sektioner har tagits fram i området (fig. 10 och bilaga 1). De stora jorddjupen i Jönköpingsområdet åskådliggörs främst i sektion 2. Jorddjupen minskar mot söder i denna profil. Komplexa lagerföljder är vanliga i området, t.ex. glacial lera under morän och isälvssediment. Komplexiteten i jordlagerföljden minskar mot söder. I botten av lagerföljden visas Visingsösandstenens mäktighet som också minskar mot söder. Gränsen mellan jordlagren och sandstenen är diffus eftersom det är svårt att vid borrning avgöra en exakt gräns. Nivåskillnaden mellan djupaste punkten (ca 200 m jorddjup i de centrala delarna av Jönköping) och högsta punkten (ca 343 m ö.h. på Taberg) är ca 450 m, vilket är mycket ovanligt inom ett så begränsat område.

Sektionen tvärs dalgångarna (sektion 3) söder om Jönköping och söder om Huskvarna åskådliggör kontrasterna mellan Vätternsänkan och höjdområdena på bägge sidor om dalgången. Jorddjupen väster om dalgången i moränterrängen bedöms vara 5−10 m. Öster om dalgången vid Huskvarna bedöms jordmäktigheten vara under 5 m i det område som innefattas av tvärsektionen. Upp-stickande berg i dagen är vanligt förekommande här. Isälvssediment förekommer dels i höjd-området i väster men också nere i dalgångarna. I höjdområdet väster om Huskvarnadalen är moränmäktigheten vanligen under 5 m. Ställvis kan det dock förekomma större jorddjup.

Geologiska förutsättningar: Varierande topografi beroende på att man korsar den stora Vätternsänkan, som i området består av tre djupare delar (sektion 3). Nivåskillnader på upp till ca 150 m kan förekomma.

Spår efter jordskred i lera förekommer inte i området. Ravinbildning och viss erosion finns i de stora sandavlagringarna vid Odensjö. I området finns också branta jordslänter, oftast i sand. I dalgången mellan Huskvarna och Tenhult finns också en del raviner. I samband med att dessa två dalgångar täcktes av issjöar som avvattnades mot norr vid deglaciationen var erosionen betydligt större än idag.

Sydöst om Ryhov och Ljungarum i Jönköping finns ca 10 raviner i moränsluttningen. Moränen i området är lerig och aktiv erosion förekommer ställvis, framförallt vid kraftiga regn (Rydell m.fl. 2009), då t.o.m. slamströmmar har inträffat. Idag har man anlagt fångstdammar som minskat erosionen i ravinerna (fig. 12).

Förskiffrat berg, som ibland kan vara lika löst och porös som en vittringsjord, kan förekomma längs Vätternsänkans kanter, framförallt på den östra sidan.

Vid Taberg rasade ca 100 m^3 bergmassor ner på järnvägen 1990. Sprickorna i berget är brant stående med en svag lutning ut från berget. Även om förstärkningsarbeten gjorts så är risken för nya ras i området inte obefintlig.

Stora jorddjup (> 100 m) förekommer i de centrala delarna av Jönköping. Organiska lager har konstaterats så djupt som ca 20 m under markytan vid sydvästra delen av Munksjön (WSP 2019). Komplexa lagerföljder med finkorniga sediment under morän och isälvssediment förekommer i dalgången från Jönköping och söderut. Komplexiteten minskar mot söder.

Höjdområdet väster om Taberg och nordöst om Lekeryd karakteriseras av relativt enhetlig jordartsgeologi, dvs. stora områden uppvisar här liknande jordarter.

Figur 12. Ravin öster om Ryhov, Jönköping med numera begränsad erosion. Foto: Mats Engdahl, 2019.

BERGGRUNDEN

Inledning

Till Trafikverkets planering för höghastighetsjärnväg mellan Stockholm–Malmö–Göteborg har Sveriges geologiska undersökning (SGU) genomfört berggrundsgeologisk undersökning i området mellan Linköping och Jönköping. SGUs kartdatabaser över området Linköping–Jönköping är sammanställda under tre olika tidsperioder och med olika förutsättningar och detaljeringsgrad vid kartläggning (se figur 1). I arbetet med att färdigställa detta underlag till Trafikverket ingår att i möjligaste mån harmonisera och uppgradera de olika delarna till en jämförbar standard mellan de olika områdena.

Kunskapsläge

Området Jönköping omfattar ca 400 km^2 i anslutning till huvudorten Jönköping. Området karterades under perioden 2006–2008 och sammanställdes slutgiltigt under 2017. Den befintliga kartdatabasen inkluderar en komplett samling digitala berggrundsdata och kopplad till den finns databaser för litogeokemi, isotop- och åldersdata, bergkvalitetsundersökningar, petrofysik och spektrometermätningar. Områdets berggrund finns beskriven i Bergström m.fl. (2017).

Området Linköping, ca 390 km^2 sammanställdes av SGU under 1970-talet. Området är undersökt med en förhållandevis hög täthet av observationer av berggrunden, men den ursprungliga analoga informationen saknar en del data, bland annat geofysiska parametrar. Berggrunden i Linköpings-områdets finns beskriven i Gorbaschev (1975), Gorbaschev m.fl. (1976), och Persson m.fl. (1981). En senare uppdatering (Claesson, m.fl. 2004) omfattar petrofysik och bergkvalitets-undersökningar i de norra delarna av Linköpingsområdet, runt huvudorten Linköping. Båda områdena Jönköping och Linköping är sammanställda för kartskala 1:50 000. I områden med god hällblottning innebär det en teknisk noggrannhet på ca 50 m för positionen mellan de olika bergartsgränserna.

Det mellanliggande området, Tranås, omfattar ca 750 km^2 och undersöktes i regional skala 1:250 000 under 2002 och 2005 (Wik m.fl. 2007). Området har kompletterats med modern berggrundsgeologisk och geofysisk information insamlad och sammanställd under 2018–2019.

Metodik

Delområdet Tranås undersöktes under fältsommaren 2018 med en betydande komplettering och uppgradering av olika berggrundsgeologiska data för att kunna jämställas och harmoniseras med de omgivande områdena Jönköping och Linköping. Kartdatabasen är sammanställd med ett underlag av fältobservationer, geofysiska data (både flyg- och markmätningar), mineralogiska analyser och litogeokemi. Undersökningen 2018 omfattar ca 1050 nya hällobservationer som ett komplement till de ca 400 som redan finns tillgängliga sedan regionalkarteringen 2002 och 2005. Berggrundskartering 2018 utfördes av Ulf Bergström, Thomas Eliasson, Lena Lundqvist, Claes Mellqvist, Andrea Håkansson och Stefan Persson. Geofysik utfördes av Cecilia Jelinek, Stefan Persson, Niclas Hultin och Carl-Axel Triumf.

Tolkning av Lasermätta höjddata, s.k. LIDAR, ger hjälp för lokalisering och avgränsning av blottat berg samt tolkning och lokalisering av svaghetszoner i berggrunden. Hällobservationerna kopplas till ett skikt i kartdatabasen under beteckningen häll, besökt. I hällskiktet finns också det med LIDAR lokaliserade berg i dagen som tagits fram under jordartsundersökningen. De betecknas i hällskiktet som häll, ej besökt.

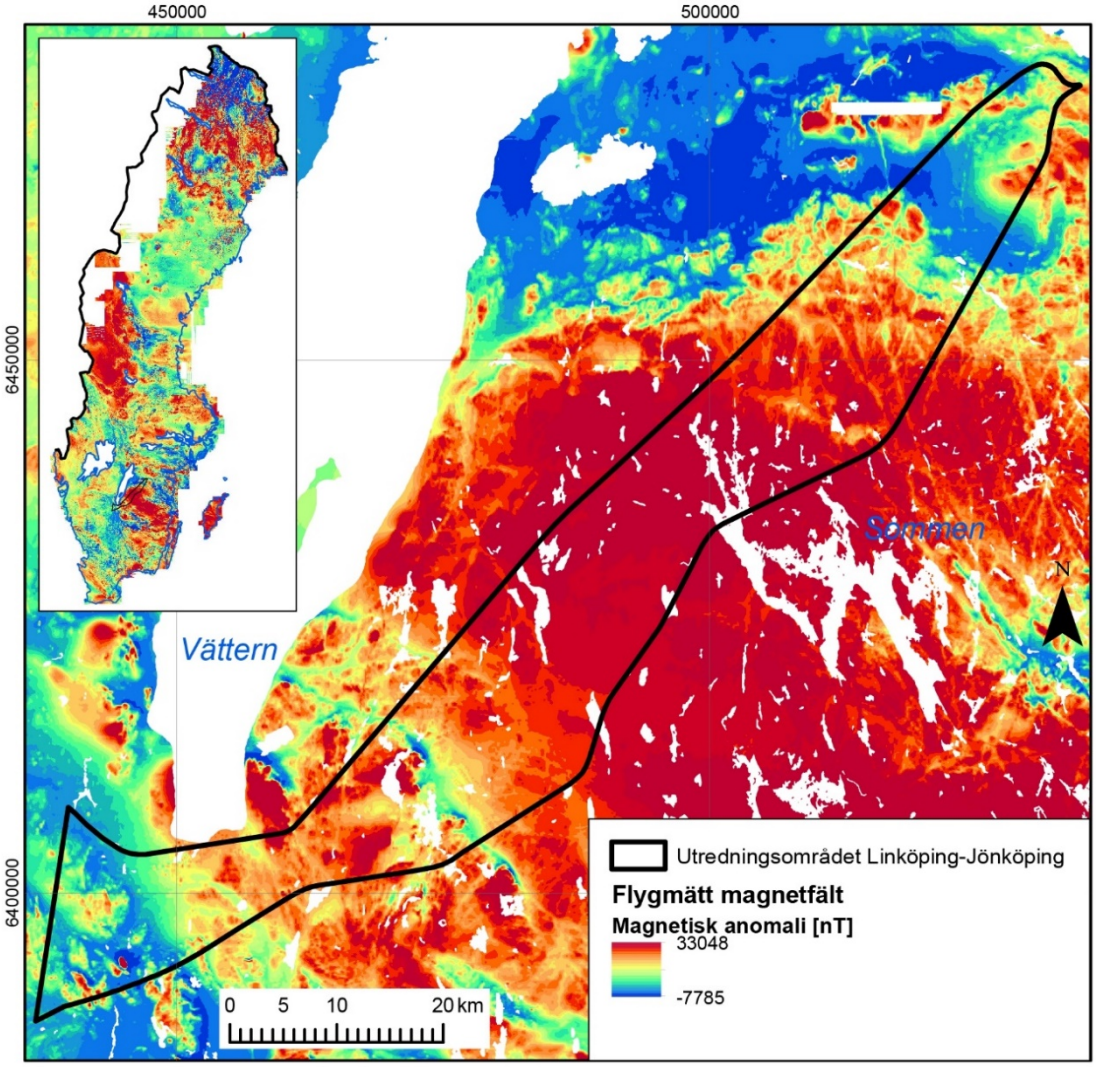
Utöver detta har information om spröda strukturer inklusive sprickmätning och modellering av sprickmönstret gjorts av Susanne Grigull vid några utvalda lokaler i Tranåsområdet.

Arbetet inleddes med en omfattande lineamenttolkning utifrån de olika geofysiska flygmätningarna; magnetometri, VLF (*Very Low Frequency*) och strålning. Dessutom genomfördes geofysiska markmätningar, främst spektrometri (för att erhålla halterna av de radioaktiva grundämnena K, U och Th) i Tranåsområdet som ett komplement till den tidigare regionala undersökningen 2002 och 2005.

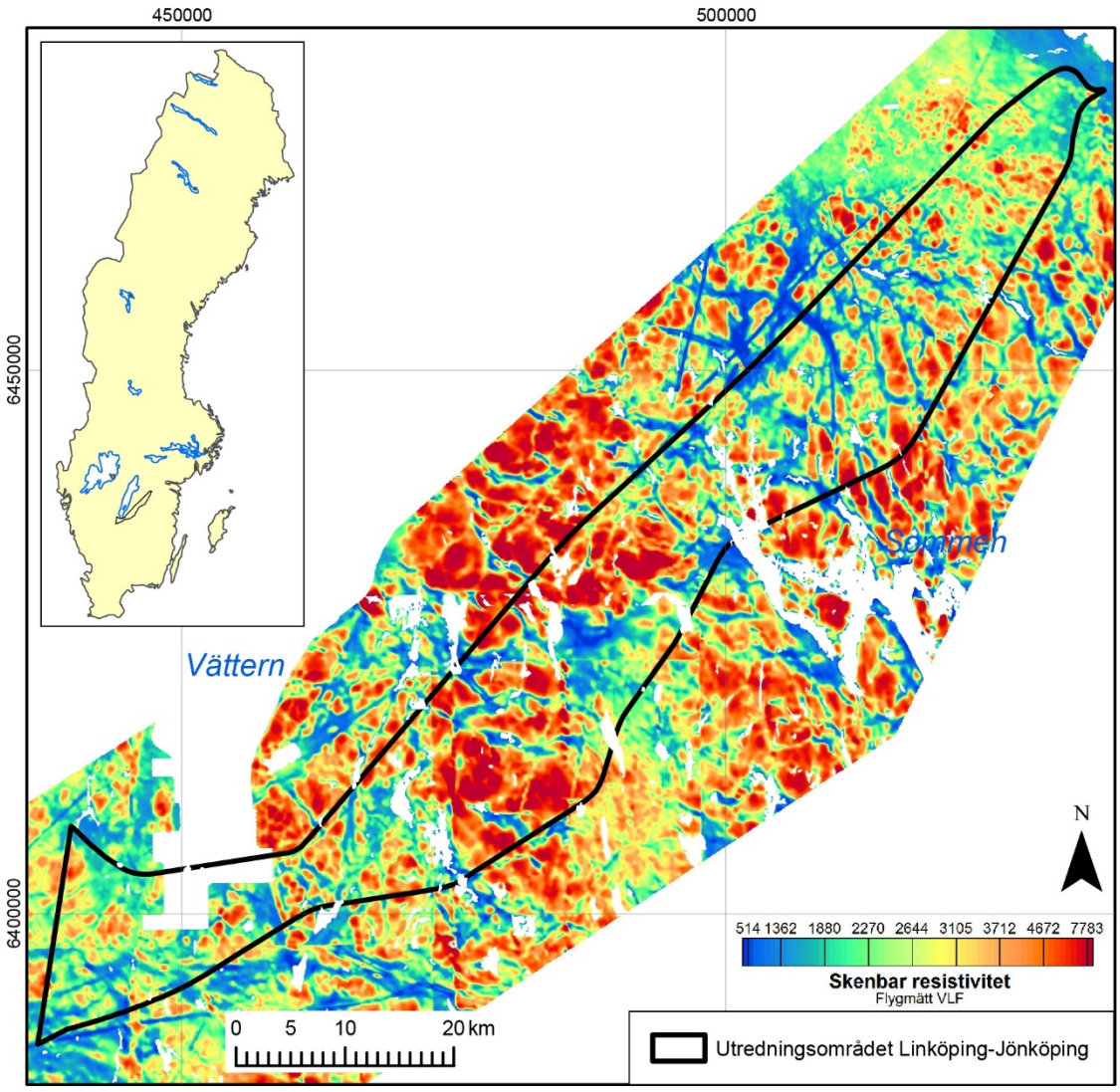
Detaljerade markmätningar med magnetometri, VLF och resistivitet genomfördes i nio olika profiler över några deformationszoner som identifierats med lineamenttolkning för att få en bättre kunskap om bergets karaktär i zonerna samt utbredning av dem.

Geofysik

Förutom de ovan nämnda berggrundsgeologiska kartdatabaserna finns geofysiska flygmätningar som både ger information till hjälp för bergartsidentifikation som att ge läget för olika deformationszoner i berggrunden. Geofysiska flygmätningar täcker hela utredningsområdet och utfördes i olika omgångar 2001, 2014 och 2018.



Figur 13. Flygmagnetisk karta över utredningsområdet.

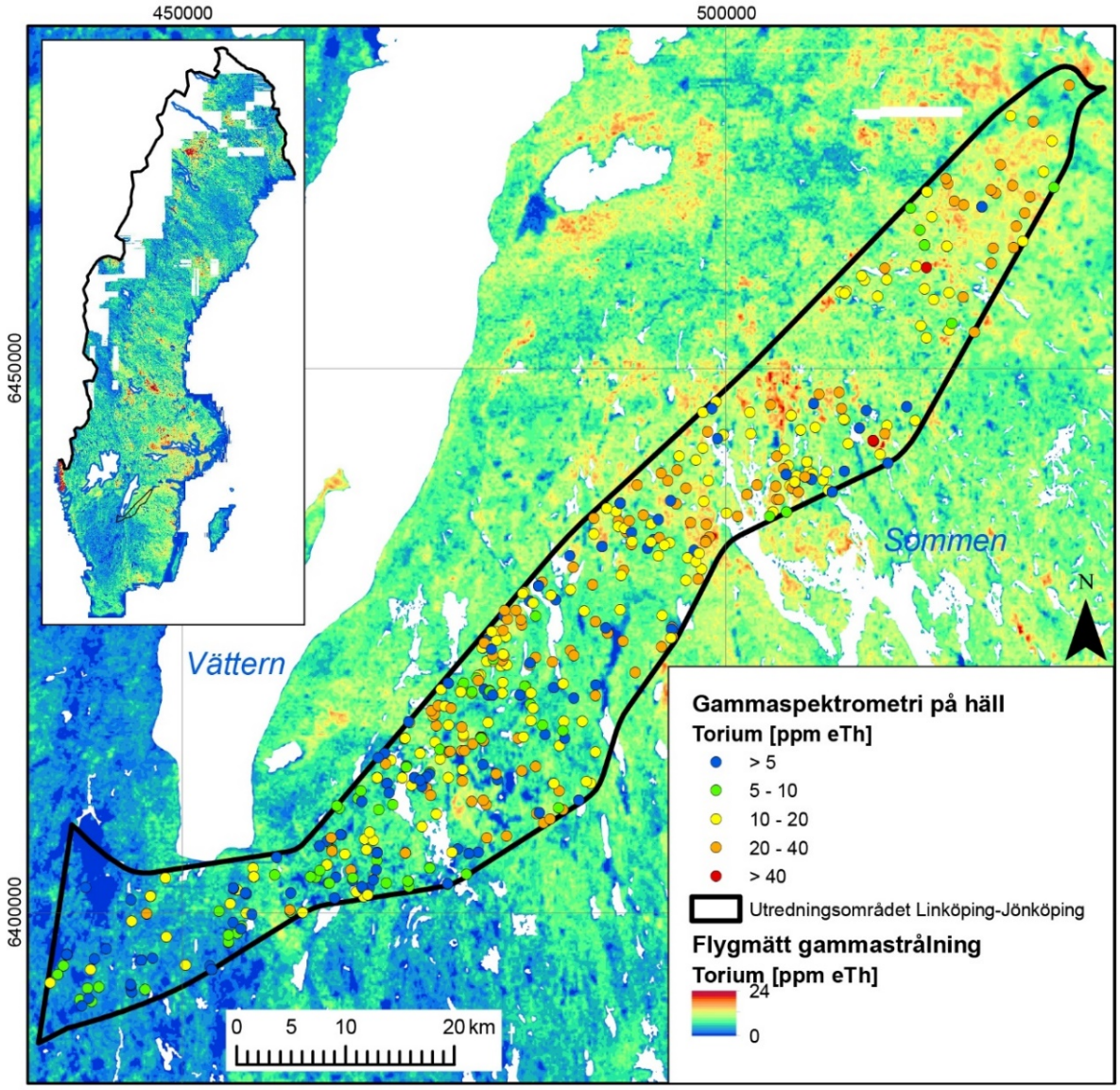


Figur 14. Elektromagnetisk karta (VLF).

De innefattar mätning av det jordmagnetiska fältets totalintensitet (fig. 13), det elektromagnetiska fältet (fig. 14), samt markens naturliga strålning uppdelad i komponenterna kalium, uran och torium, i figur 15 visas Th-komponenten.

Den magnetiska kartbilden (fig. 13) kan ge information om bergarters utbredning och strukturella mönster. Det beror på att lokala variationer i magnetfältet kan kopplas till bergarternas varierande magnetiska egenskaper och halten magnetit. Inom utredningsområdet finns stora mängder av relativt magnetitrika graniter, vilket visas tydligt i magnetkartan. I de sydvästra delarna av utredningsområdet har innehållet av magnetit i bergarten förändrats under senare metamorfos och deformation. Det magnetiska mönstret följer därför inte bergartssammansättningen utan snarare det strukturella mönstret. Basiska bergarter har ofta ett större innehåll av magnetit och syns som isolerade positiva anomalier. Sprickzoner i berggrunden framträder ofta som lågmagnetiska linjära anomalier då magnetit i dessa zoner oxiderat och omvandlats till hematit och andra järnhaltiga mineral som inte är magnetiska. Förskjutningar i det magnetiska mönstret kan indikera spröd deformation i berggrunden.

Elektromagnetiska data (VLF-data) visar markens elektriska ledningsförmåga vilket utgör ett utmärkt underlag för identifiering av brantstående, spröda vatten- och lerfyllda svaghetszoner.



Figur 15. Fördelningen av torium (Th) i utredningsområdet. Cirklarna motsvarar provpunkter markmätta med spektrometer. I några fall motsvarar inte den markmätta bergarten den dominerande bergarten vid provpunkten vilket gör att den inte speglar karaktären på den flygmätta kartan.

I elektromagnetiska data framträder vattenförande sprickzoner i berggrunden som lågresistiva linjära anomalier (blå färgnyans i figur 14). Kraftledningar framträder dock på samma sätt, så i närheten av kraftledningar kan den naturliga resistiviteten inte bedömas. I området har det genomförts VLF-mätning med två sändare vilket möjliggör riktningsoberoende tolkning.

Mätning av markens gammastrålning ger en bild av hur de naturligt förekommande radioaktiva isotoperna av kalium, uran och torium är fördelade i det översta skiktet av jordtäcket eller berggrunden. Mätningarna är användbara vid berggrundskarteringen för att skilja mellan olika bergarter, men också för att identifiera områden med risk för förhöjda radonvärden eller där bergmaterial riskerar att ha höga halter av gammastrålande radionuklider. I figur 15 visas strålningsfördelningen över utredningsområdet för komponenten Th. Uran och torium följer normalt varandra i denna typ av berggrund. Områden med högre bakgrundsstrålning sammanfaller med områden dominerade av graniter.

Berggrundens uppbyggnad

Huvuddelen av berggrunden i utredningsområdet Linköping–Jönköping (fig. 16) tillhör i sin helhet det Transskandinaviska Magmatiska bältet (TMB), Europas största magmatiska provins som sträcker sig i nord–sydlig riktning från Norrbotten i norra Sverige ned till danska Bornholm. Transskandinaviska bältet består av olika vulkaniska bergarter och jämnåldriga granitiska bergarter, vars bildning skett vid två tidsperioder, för ca 1700 miljoner år (TMB2) och ca 1800 miljoner år (TMB1) sedan. Något äldre bergarter finns i den sydöstra delen av undersökningsområdet. Dessa tillhör det s.k. Oskarshamn–Jönköpingbältet (OJB). Den yngre TMB2-generationens bergarter förekommer väster om den äldre TMB1.

TMB1-berggrunden består av en mosaik av olika magmatiska djup- och ytbergarter med varierande sammansättning och texturer. Här har vi delat upp dem i fem huvudtyper med referens till karakteristiska egenskaper:

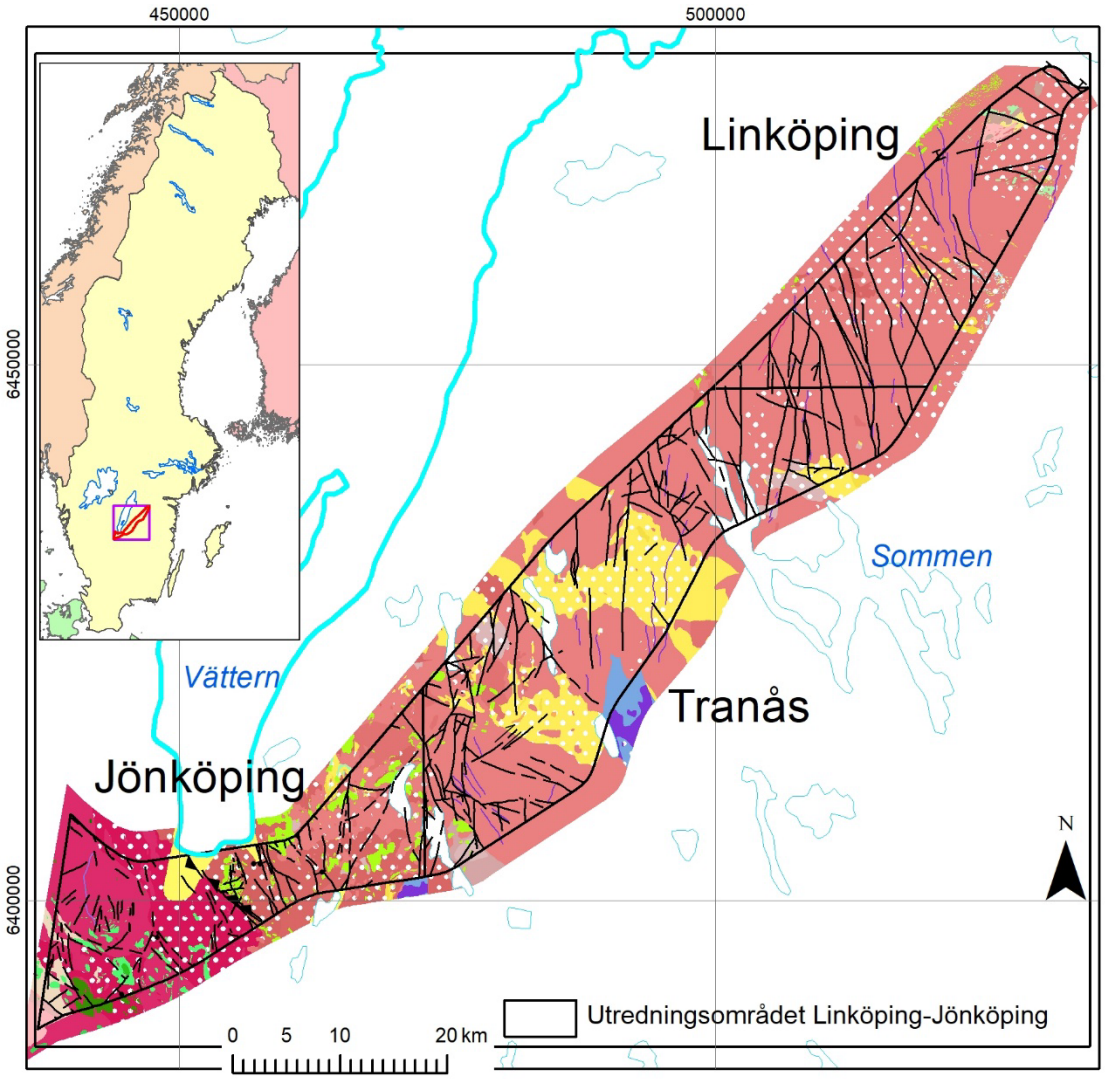
- Växjösvitens granitiska bergarter som förekommer främst åt öster i Tranås- och Linköpingsområdena. Graniterna varierar i textur från jämnkornigt till porfyriskt, har varierande färg från röd till ljust grå och olika kornstorlek från fin- till grovkornig.
- Filipstadsvitens granodioritiska bergarter som förekommer främst i Jönköpingsområdet och i ett öst–västligt bälte i området motsvarande kartbladet 8F SV. Dessa bergarter är ofta grå och ojämnkorniga till porfyriska. Filipstadssvitens granodioriter har ofta inneslutningar som består av mörka, basiska bergarter.
- Kvartsmonzoniter (-kvartssyeniter), som är klart underordnade de andra granittyperna och består av mindre massiv inkapslade i granitterrängen.
- Basiska intrusivbergarter, som förekommer som mindre massiv i de olika jämnåldriga graniterna, främst ihop med Filipstadssvitens granodioriter.
- Smålandsgruppens vulkaniska bergarter, som varierar i sammansättning från röda och grå ryoliter, som kraftigt dominerar, via grå dacit till mörkt gröngrå basalt-andesit (Appelquist m.fl. 2009). De ryolitiska vulkaniterna är oftast porfyriska (strökorn av kvarts och fältspat), och visar olika vulkaniska texturer.

Bergarterna i TMB1 är generellt mycket väl texturellt bevarade och massformiga. Förskiffring och metamorf omvandling kan normalt bara noteras i och i nära anslutning till deformationszoner.

I utredningsområdets västligaste delar består berggrunden av bergarter som tillhör den yngre delen av det Transskandinaviska bältet (TMB2). Här har berggrunden blivit överpräglad av yngre tektoniska händelser. Den senaste benämns Svekonorvegiska bergskedjeveckningen (orogenesen) som har påverkat hela sydvästra Sverige och det skedde för ca 1150 till 950 miljoner år sedan. TMB2-bergarterna har här blivit omvandlade till olika granitiska gnejser och amfiboliter. Denna del av det svenska urberget brukar benämnas Östra segmentet inom Svekonorvegiska orogenesen. En mer detaljerad beskrivning av de gnejsiga bergartstyperna finns i rapporten för Götalandsbanan (Bergström m.fl. 2017).

En yngre sedimentär enhet, Almesåkragruppen, förekommer i utredningsområdets allra syd-östligaste del, vid Aneby. Den utgörs av kvartsrika sandstenar, omvandlade till kvartsit och flackt liggande gångar av diabas. Diabaserna i Almesåkragruppen tolkas vara jämnåldriga med de ofta nord–sydligt riktade, vertikala diabasgångar som förekommer i utredningsområdet.

Längs Vätterns stränder finns sparsamt blottningar av en gulbrun sandsten, arkos och lerskiffer tillhörande den s.k. Visingsögruppen. Bergarten är inte blottad inom utredningsområdet men finns i dalgångarna vid Huskvarna och sydväst om Jönköping. Ett mindre område med sandsten finns också vid Stensjön i södra kanten av utredningsområdet.



Figur 16. Berggrunden i Linköping–Jönköpingsområdet med delområdena Jönköping, Linköping och Tranås. Kartan visar berggrunden efter den kompletterande kartläggningen under 2018. Röda färger visar olika granitiska bergarter i TMB1, mörkare röda och brungrå färger visar granodioriter och kvartsmonzoniter och gröna färger basiska bergarter. Gul färg markerar vulkaniska bergarter. Mörkt röda området i sydväst med små ljusbruna fält är graniter och gnejser i TMB2. Gröna nyanser är metagabbro och amfibolit. Yngre sedimentära enheter visas som blå/lila (Almesåkragruppen), ljust gulbrunt vid Vättern (Visingsögruppen).

Deformationszoner

I utredningsområdet finns några större deformationszoner med regional betydelse.

Allra längst i väster av utredningsområdet uppträder en regionalt viktig zon som kallas *Stråken-zonen* (Bergström m.fl. 2017). Den motsvarar gränsen till det Östra Segmentets undre nivå och övergången till ådrade gnejser och migmatiter. Längre åt nordväst utanför utredningsområdet visar sig zonen som ett brett bälte med mylonitiska deformationszoner i nord–sydlig riktning, men inom området har zonen vridits till en västnordvästlig till ostsydostlig riktning. Här uppträder ett bälte av kraftigt strukturerade gnejser (fig. 17) med utdragna linser av amfibolit. I zonen förekommer också zoner med mylonit.

Figur 17. Kraftigt deformerad ögonförande gnejs (ursprungligen en s.k. Barnarpsgranit, se figur 29A) i Stråkenzonen. (UJB070315). Koordinater SWEREF 99 TM: 6391298/436954. Foto: Ulf Bergström.

Den östra begränsningen av Östra segmentets översta nivå (se ovan) är tolkad att sammanfalla med den breda deformationszonen längs Vätterns östkant, vilken kallas *Huskvarnazonen* (Bergström m.fl. 2017). I utredningsområdet finns TMB1-bergarter på bägge sidor om denna deformationszon, men berggrunden väster om zonen är generellt något mer förskiffrad och innehåller diskreta deformationszoner. Öster om zonen har deformationen huvudsakligen tagits upp stråkvis genom plastisk deformation.

Längs med Vätterns östra kant begränsas utbredningen av de sedimentära bergarterna i Visingsögruppen av en serie mer eller mindre parallella, åt väster brant stupande spröda förkastningszoner. Längs förskiffringszonen har stora förkastningsrörelser ägt rum i samband med bildandet av Vättersänkan och Visingsögruppens sedimentära bergarter.

Plastiska (-spröda) deformationszoner med nordvästlig–sydostlig riktning förekommer i stora delar av utredningsområdet. Den här gruppen av zoner karakteriseras av tydliga geofysiska signaturer, både i magnetometri och VLF. En tydlig zon uppträder söder om Jönköping, där plastiska mylonitzoner uppträder i kontaktzonen mellan TMB1 och TMB2. En annan zon uppträder öster om Jönköping, där den begränsar förekomsten av OJB-bergarterna åt öster. Denna zon innebär också övergången från Filipstadssvitens bergarter i Jönköpingsområdet till de granitiska bergarterna i Tranåsområdet. Även runt Linköping finns tydliga zoner av den här typen.

Det uppträder på några ställen nordost–sydvästliga deformationszoner med myloniter inklusive mer spröda strukturer som förkastningsbreccior. Den här gruppen zoner ligger i princip vinkelrätt mot den förra gruppen (se också kapitel Spröda och sprödplastiska strukturer).

Figur 18. Tektonisk breccia i anslutning till en större spröd defomationszon (SPN180077). Koordinater SWEREF 99 TM: 6415537/474055. Foto: Stefan Persson.

En dominerande grupp deformationszoner är ungefär nord–sydliga, med övervägande spröd komponent, och som förekommer framför allt i de norra delarna av utredningsområdet. De karakteriseras av en tydlig topografisk signatur synlig med LIDAR, men zonerna syns också som långsträckta lågmagnetiska anomalier. De nord–sydliga dalgångarna antyder dåligt och uppkrossat berg i de här zonerna, men observationer saknas i stort sett. Vid lokal SPN1800077 kan man dock studera breccierad granit som ligger i anslutning till en tolkad deformationszon (fig. 18).

Berget i sprickzonerna har sannolikt genomgått en ökad grad av vittrings- och erosionsprocesser som förstärkt den topografiska yttringen. Den i huvudsak nord–sydliga riktningen är densamma som för en majoritet av identifierade diabasgångar i samma område. I några fall kan man tolka att sprickzonerna har sökt sig till diabasgångarna och att dalgångarna kan uppstått genom kraftig erosion i zoner med särskilt spröd och lätt uppsprucken diabas (se också kapitel Spröda och sprödplastiska strukturer).

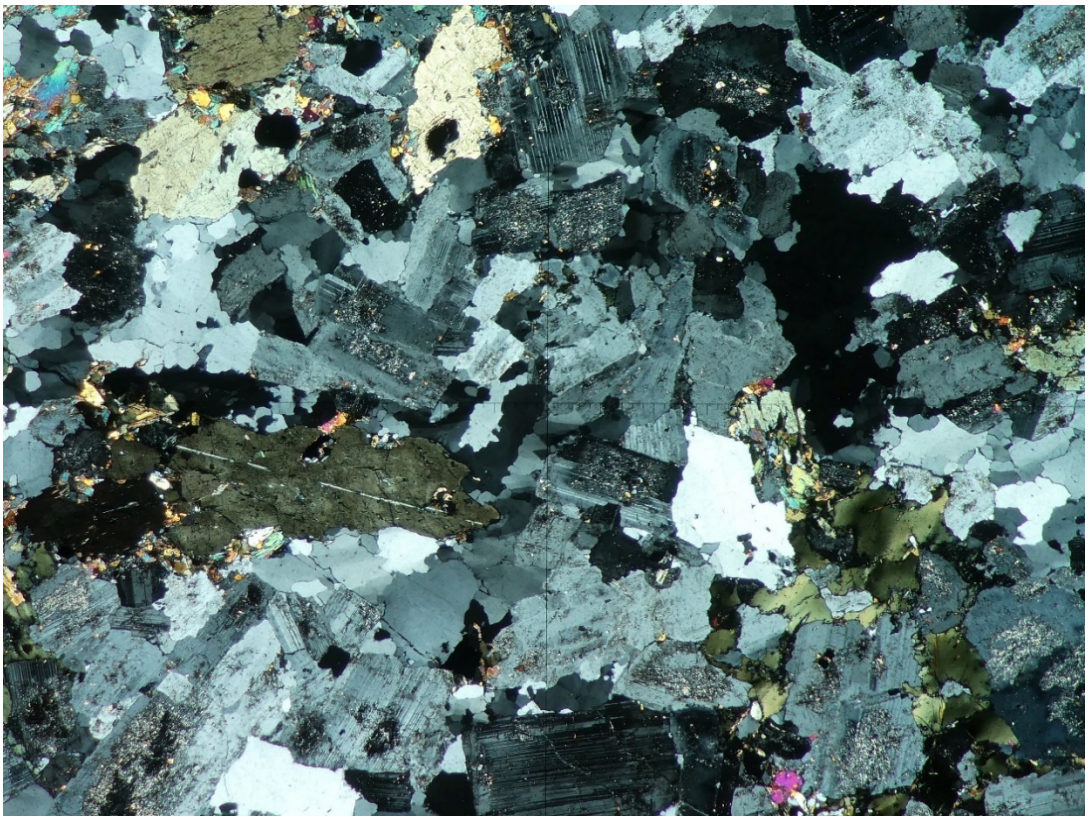
Bergartsbeskrivning

Oskarshamn–Jönköpingbältets bergarter (OJB)

Inom gruppen OJB finns två urskilda bergarter, tonalit-granodiorit och granodiorit-granit. De förekommer i utredningsområdets sydvästra hörn. Enhetens begränsning mot röd granitisk TMB1 bedöms följa en nordvästlig–sydostligt orienterad deformationszon (se ovan).

Bergarterna är vanligen grå till rödgrå, medelkorniga, svagt folierade och biotit-hornblände-förande (fig. 19). Halten mörka mineral är vanligen mellan 7 och 15 volymprocent. Den måttliga gnejsighetens orientering är i stora drag västlig till nordvästlig med brant stupning. Foliation definieras främst av parallellt anordnade långsmala kristaller av biotit och hornblände (fig. 20). Bergarterna har normalt låga halter av kalifältspat, låga halter av de radiogena komponenterna K, U, och Th, och en densitet på ca 2720 kg/m^3.

Figur 19. Fotografi av svagt gnejsig grå tonalit tillhörande OJB i sydöstra delen av utredningsområdet. Bergarten är fint medelkornig, biotit-hornbländeförande. Rödfärgning i anslutning till spricka är orsakad av en mikroskopisk impregnation av järnoxihydroxider. Foto: Thomas Eliasson.



Figur 20. Tunnslipsfotografi fint medelkornig grå tonalit (TEN182001 i figur 19). Plagioklas pigmenterar genom viss omvandling till så kallad saussurit (omvandling till en mycket finkornig blandning av bl.a. albit, epidot och kalcit). Korsade polarisatorer. Bildbredd ca 8,0 mm. Foto: Thomas Eliasson.

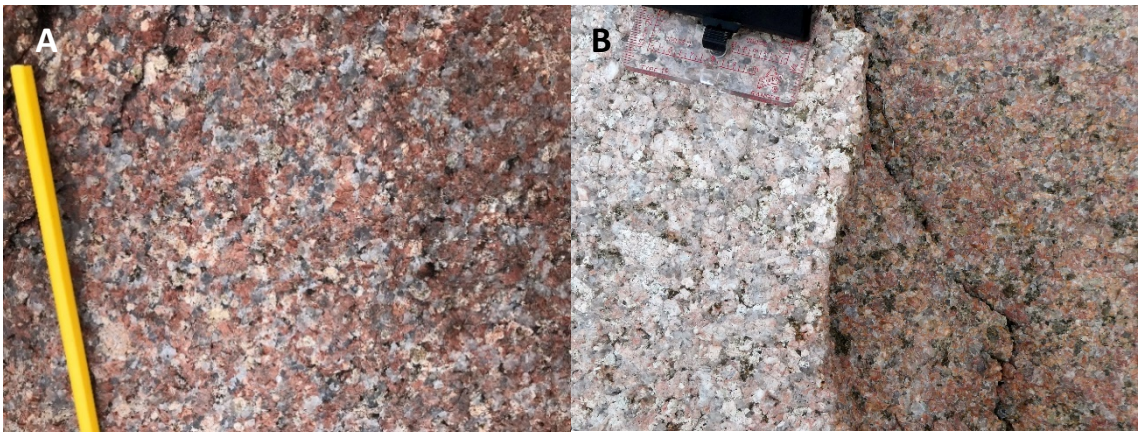
I enheten förekommer också gabbroida bergarter med sammansättningar från kvartsdiorit till gabbro. Ställvis visar dessa magmablandningar med omgivande mer granitiska bergarter. Utifrån de fältrelationer man kan utröna i fält, kan man inte med säkerhet avgöra om de gabbroida bergarterna tillhör den något yngre TMB1-enheten.

Bergarter i Transskandinaviska Magmatiska Bältet 1 (TMB 1)

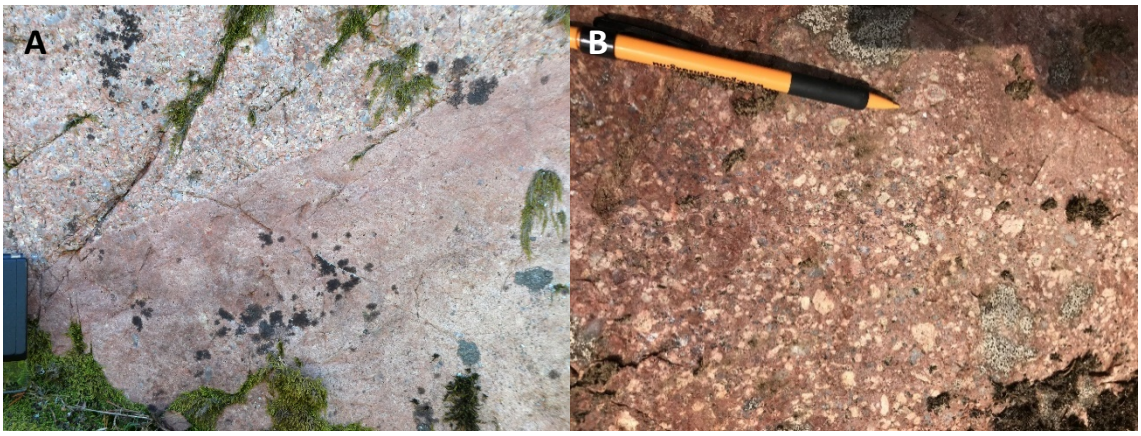
Graniter

Detta är en grupp bergarter som dominerar berggrunden i delområdena Tranås och Linköping, och kan delas upp i flera olika texturella varianter. Huvudtypen är en grovt medelkornig–grovkornig ojämnkornig granit med varierande färg från röd till ljust grå (fig. 21A). Denna kallas på de äldre Linköpingsbladen för Växjötyp, och man kan kalla hela granitgruppen för Växjösviten. I sten-industriella sammanhang går den i vissa sammanhang under namnet Tranås Original eller Tranås Röd. Besläktade typer är mer jämnkorniga, medelkorniga gråröda graniter eller porfyriska, ljust gråröda graniter. Det finns också många förekomster av finkorniga graniter, som små massiv, gångar eller längs kontakterna till de mer grovkorniga intrusionerna (fig.22A). En specifik typ är granitporfyr, som innehåller stora strökorn av kvarts och fältspat i en finkornig grundmassa (fig. 22B).

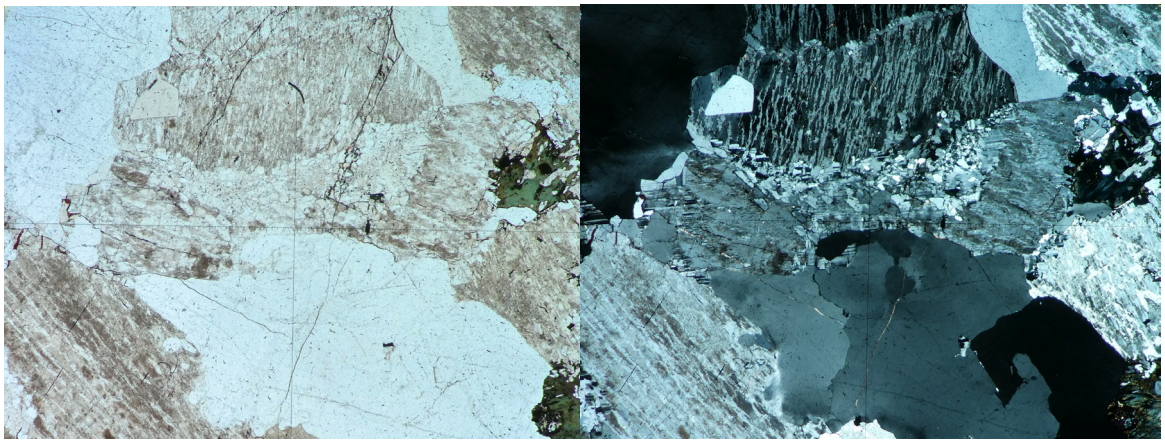
Graniterna domineras mineralogiskt av kvarts, kalifältspat och plagioklas i ungefärligt lika proportioner (fig.23). Glimmerhalten (biotit) är normalt 5–7 volymprocent. De har en densitet på 2600–2650 kg/m^3 och visar normalt ett medelvärde på gammaindex på ca 1,1. Den grovkorniga granittypen är magnetitförande i stor del av området och syns tydligt i flygmagnetiska kartan (fig. 13).



Figur 21. **A.** Röd Tranåsgranit som uppvisar en mer uppdelad mineralogi, blågrå kvarts, röd mikroklin och gråvit plagioklas. (UJB180301). Koordinater SWEREF 99 TM: 6437583/495422. Foto: Ulf Bergström. **B.** Tranåsgranit kan uppvisa en ljust gråröd färg på vittrade hällytor, till vänster i fotografi (TEN182227). Koordinater: SWEREF 99 TM: 6440812/505295. Foto: Thomas Eliasson.



Figur 22. **A.** Finkornig–fint medelkornig granit i kontakt med en grovkornig granit (TEN182259). Koordinater SWEREF 99 TM: 6425375/495060. Foto: Thomas Eliasson. **B.** Granitporfyr. Upp till centimeterstora strökorn av fältspater och kvarts i en finkornig röd granit. Strökornen domineras av vit plagioklas (UJB180230). Koordinater: SWEREF 99 TM: 6427443/480754. Foto: Ulf Bergström.

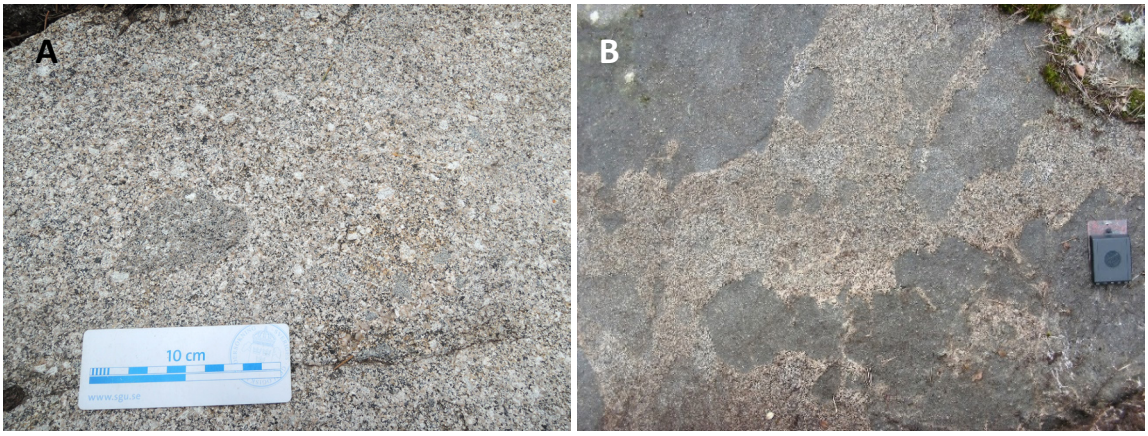


Figur 23. Tunnslipsfotografi av grovkornig röd granit (UJB180336) från Sommen. Kvarts är klar och transparent. Fältspaten i bergarten består till stor del av så kallad pertit – en kalifältspat som innehåller rikligt med lameller eller spolar med albit. Fältspaten är röd pigmenterarad genom en impreganation av mycket finkorniga järnoxihydroxider (FeOOH). Planpolariserat ljus till vänster och korsade polarisatorer till höger. Bildbredd ca 8,0 mm. Foton: Thomas Eliasson.

Granodioriter (-granit, -kvartsmonzodiorit)

Detta är den andra huvudgruppen av granitiska bergarter i utredningsområdet. Vanligast förekommande i Jönköpingsområdet är grå till rödgrå, ojämnkorniga till porfyriska granodioriter med medelkornig grundmassa (fig. 24A). Dessa kallas traditionellt för Filipstadsgraniter om de är porfyriska, men här samlas granodioritiska sammansättningar med olika texturer och varierande mineralogi i Filipstadssviten. Mörkare typer drar sammansättningsmässigt mot kvartsmonzodiorit medan de ljusare (som dominerar på kartområdet 8F SV) har en sammansättning som närmar sig granit. Ganska typiskt är att den porfyriska typen är ljusare medan de mörkare typerna innehåller mer mafiska enklaver och visar tecken på magmablandningsprocesser (fig. 24B). Jämfört med graniterna beskrivna ovan är granodioriterna vanligen grå, vilket beror på att plagioklas dominerar mineralogiskt över kvarts och kalifältspat. Bergarten innehåller normalt hornblände. Finkorniga typer är mycket ovanliga.

Glimmerhalterna (utan hornblände) är normalt 10 % och kvartshalterna varierar mellan 15 och 25 %. Densiteten är cirka 2700 kg/m^3, och medelvärdet för aktivitetsindex är cirka 0,9.

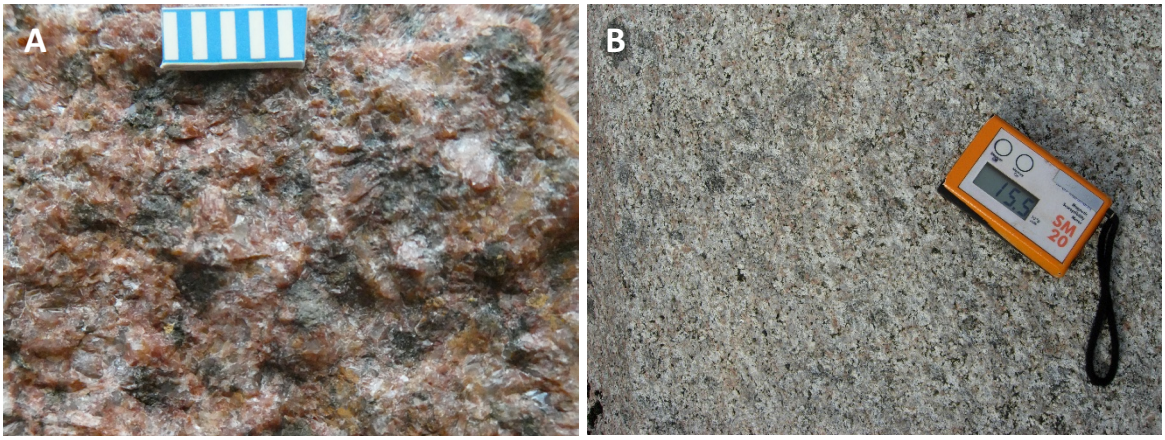


Figur 24. A. Granodiorit-granit, porfyrisk. Rundad, nästan assimilerad enklav av ett mer basiskt material (SPN180069). Koordinater: SWEREF 99 TM: 6415487/ 477366. Foto: Stefan Persson. **B.** Granodiorit till kvartsmonzodiorit, jämnkornig-ojämnkornig, magmablandning med jämnåldrig gabbro (TEN070061). Koordinater SWEREF 99 TM: 6393013/466645. Foto: Thomas Eliasson.

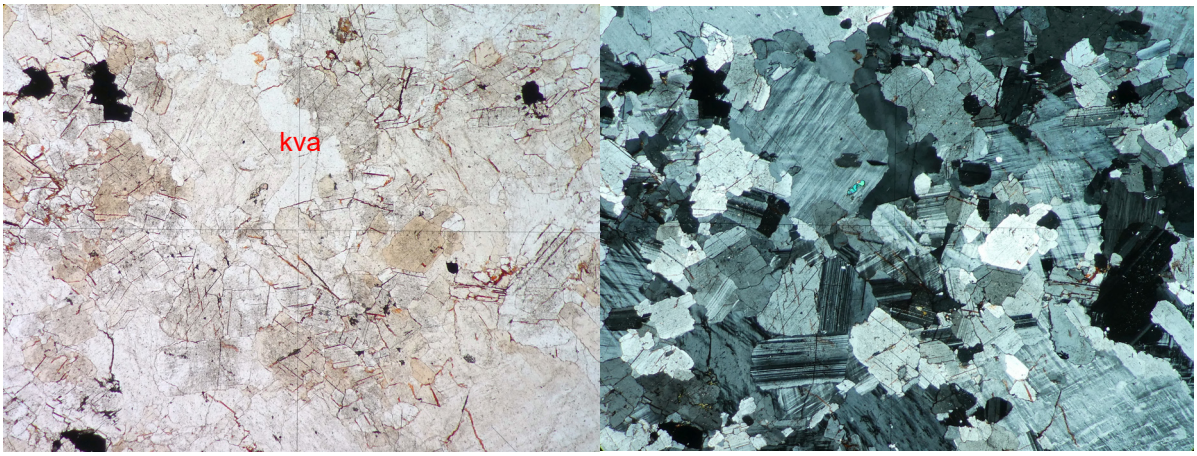
Kvartsmonzoniter (-kvartsyenit, -granit)

Denna bergartsgrupp utgörs av röda till grå, kvartsfattiga bergarter vilka ställvis ger ett karakteristiskt matt utseende på hällytorna. De varierar från röda, fint medelkorniga kvartssyeniter (fig. 25A) till grå medelkorniga monzoniter (fig. 25B). Även kvartsfattiga graniter (-kvartsmonzoniter), som kan ses som ett mellanting mellan Växjösvitens graniter och kvartsmonzoniter, kan räknas till denna grupp. De uppträder i mindre, oregelbundet formade massiv delvis tillsammans med basiska bergarter i granitterrängen.

Kvartsmonzoniterna har normalt en kvartshalt på ca 6–12 volymprocent i Jönköpingsområdet (fig. 26A och B) De är ofta amfibolförande och med låg glimmerhalt. Massiven i Linköpingsområdet kan ha högre kvartshalter. Densiteten varierar från ca 2650 kg/m^3 i de kvartssyenitiska typerna till cirka 2770 kg/m^3 i de mörkare monzonitiska leden. Magnetitinnehåll och magnetisering varierar. Generellt är aktivitetsindex lågt, beroende på lågt uraninnehåll.



Figur 25. A. Närbild av röd, fint medelkornig kvartsmonzonit (TEN182272). Koordinater SWEREF 99 TM: 6419045/473612. Foto: Thomas Eliasson. **B.** Monzonit, grå, medelkornig, ojämnkornig till porfyrisk (UJB070344). Koordinater SWEREF 99 TM: 6413686/ 472757. Foto: Ulf Bergström.



Figur 26. Tunnslipsfotografi röd fint medelkornig kvartsmonzonit (TEN182227). Bergarten består till närmare 90 volymprocent av fältspat. Kvarts (kva) förekommer underordnat (ca 6,4 volymprocent) som avgjutande transparenta korn mellan fältspaten. Notera förhållandevis rikligt med järnoxihydroxid i intergranulära sprickor. Planpolariserat ljus till vänster och korsade polarisatorer till höger. Bredd foton ca 8,0 mm. Foto: Thomas Eliasson.

Basiska bergarter

De basiska bergarterna bildar kroppar med varierande storlek omgivna av granit. De förekommer i två huvudsakliga typer: mörkt gröngrå, jämnkornig, (fint) medelkornig gabbro-diorit och grå till mörkt grå monzodiorit-diorit-kvartsdiorit. Den senare typen visar ofta tecken på magmablandning med de omgivande, likåldriga granitiska bergarterna (fig. 27B). Mörka, ultramafiska sammansättningar (fig. 27A) förekommer lokalt i de basiska kropparna, vilket antyder att det förekommit kumulatbildningar. De basiska massiven domineras mineralogiskt av plagioklas och hornblände. Pyroxen förekommer underordnat. Kvarts förekommer ofta i halter på 1–5 volymprocent.

De basiska bergarternas densitet varierar från ca 2800 kg/m^3 (för de monzodioritiska och kvartsdioritiska delarna) till ca 3100 kg/m^3 (för ultramafiska delar) med ett ungefärligt medelvärde på ca 2900 kg/m^3. Halterna för de radioaktiva komponenterna K, U och Th är låga.

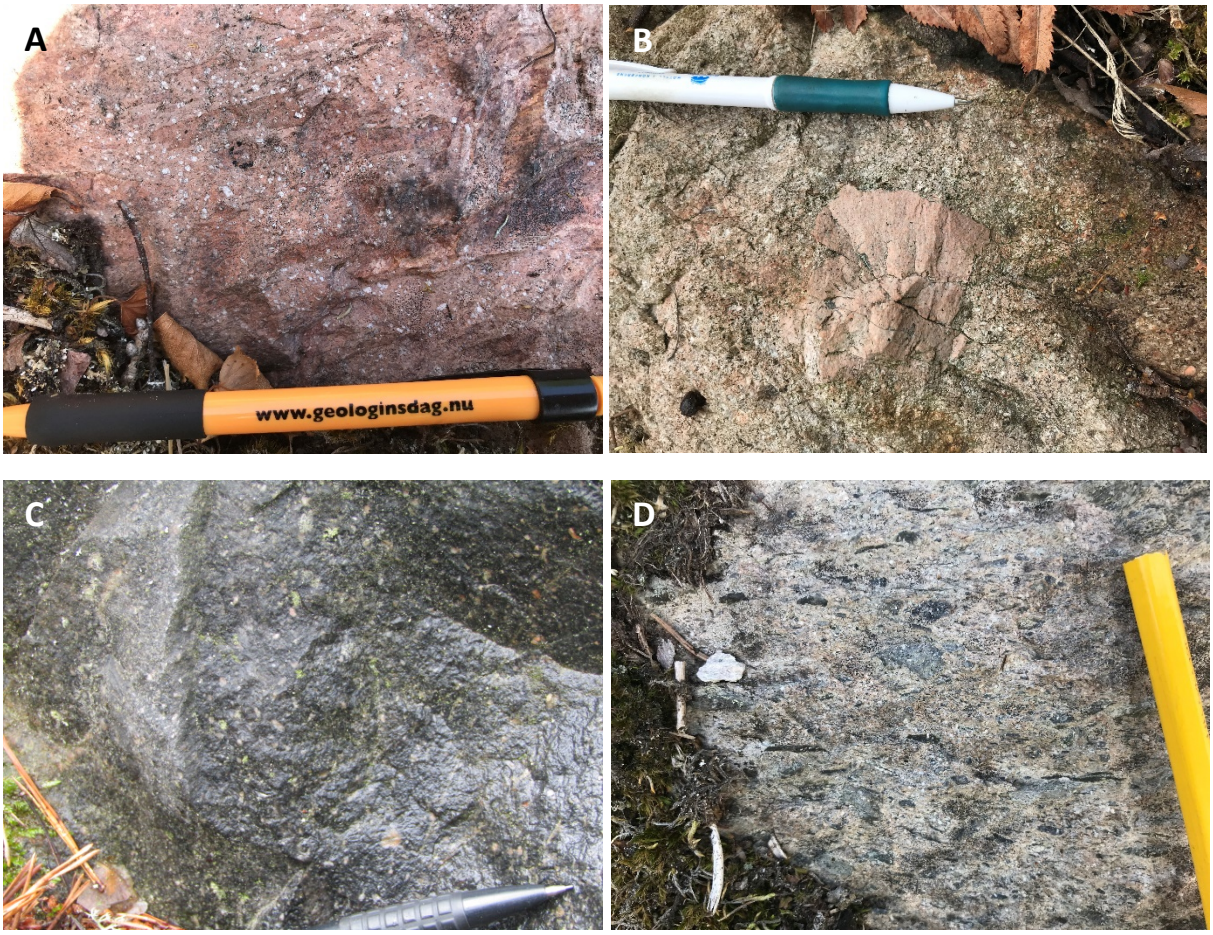
Figur 27. Basiska bergarter I TMB1. **A.** Gabbro-ultramafit. En ultramafisk fas förekommer i ett mindre gabbromassiv. En tänkbar process skulle kunna vara kumulatbildning i en större gabbrobildning som sedan splittrats upp (SPN180042). Koordinater SWEREF 99 TM: 6414797/474532. Foto: Stefan Persson. **B.** Monzodiorit i en domän (under pennan) i ett massiv som annars domineras av gabbro–diorit (till höger i bilden). De monzodioritiska sammansättningarna uppkommer genom magmablandningsprocesser mellan gabbro-diorit och granit, här representerad av en porfyrisk granitgång centralt i bilden (UJB180173). Koordinater SWEREF 99 TM: 6420018/478115. Foto: Ulf Bergström.

Basiska massiv framträder lokalt på den flygmagnetiska anomalikartan som diskreta positiva anomalier, och kan vara svåra att skilja ut från omgivande magnetitförande graniter. Det finns dock tydliga undantag, bland annat det stora gabbromassivet på Vätterns östsida vid Huskvarna, som visar en kraftig positiv anomali (fig. 13).

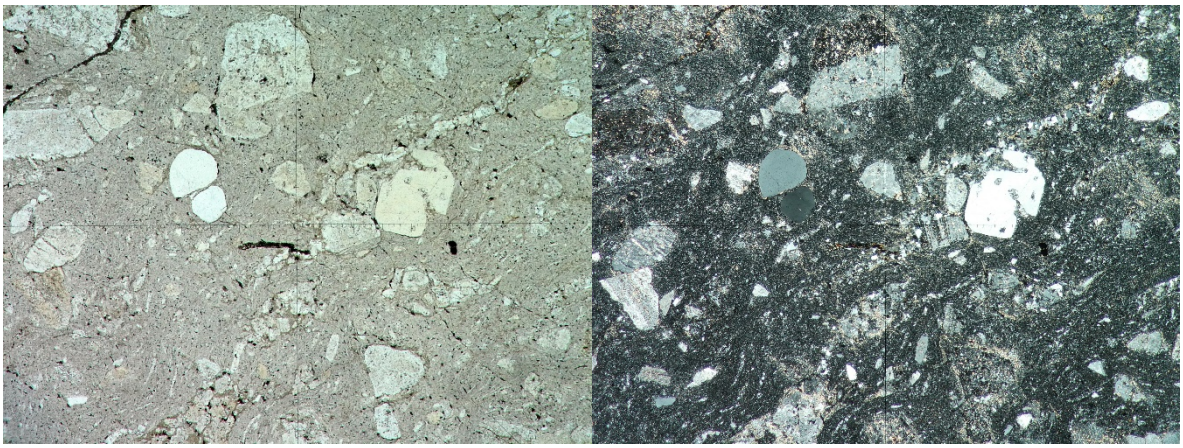
Vulkaniska bergarter

Den helt dominerande typen av vulkanisk bergart i TMB1 (fig. 28) är porfyriska ryoliter. De är röda eller grå och förekommer med en varierande mängd strökorn, huvudsakligen plagioklas, men kvarts är också vanligt. Underordnat förekommer röda–ljust bruna kvartstrakyter som saknar kvartsströkorn, grå daciter och mörkt gröngrå basalter och andesiter.

En klar majoritet av ryoliterna har sannolikt bildats av stora askrika vulkanutbrott. Relativt ofta ser man en ignimbritstrimmighet, vilket anger att askorna utsatts för momentan ihopsvetsning (”welding”). I några fall är ryoliterna massiva och homogena och tolkas då vara bildade som lavadomer eller subvulkaniska intrusioner. Några enheter i den vulkaniska stratigrafin uppvisar lagring eller innehåller pimpsten och litiska fragment, vilket indikerar sekundära omlagringsprocesser.



Figur 28. Vulkaniska bergarter tillhörande TMB1. **A.** Ryolit, röd, fältspat-kvartsporfyrisk. Bergarten är lite ignimbritstrimmig och har spöklika fragment av samma sammansättning som ryoliten i övrigt (UJB180245). Koordinater SWEREF 99 TM: 6429350/ 481723. **B.** Ryolit, omlagrad vulkanisk sandsten med litiska fragment. Dessa kan vara ryolitfragment från en lavadom (UJB180313) Koordinater (SWEREF 99 TM 6432810/ 495366. **C.** Andesit-dacit, grå med plagioklasströkorn, med lite epidotomvandling (DLL183065). Koordinater SWEREF 99 TM: 6439798/ 508931. **D.** Ryolit-dacit, grå, lagrad, fragmentrik avsättning med både pimpsten och litiska fragment (UJB180401). Koordinater SWEREF 99 TM: 6427153/ 483044. Foton: Ulf Bergström.



Figur 29. Tunnslipsfotografi finkornig kvarts-fältspat porfyrisk ryolit (DLL180009) från Kullen ca 8,5 km väster om Tranås. Notera mycket finkornig mellanmassa med utspridda rundade strökorn av kvarts och kantig fältspat. Fältspaten är förhållandevis genomträngande impregnerat med finkornig glimmer. Planpolariserat ljus till vänster och korsade polarisatorer till höger. Bildbredd ca 8,0 mm.

Ryoliterna har en sammansättning som är lik graniternas. Grundmassan är mycket finkornig och går inte att bestämma mineralogiskt (fig. 29), och strökornen domineras helt av kvarts och fältspater. Medeldensiteten är ca 2665 kg/m^3, vilket är högre än för motsvarande granit, och aktivitetsindex är ca 1,04, vilket är jämförbart med graniterna. Daciter och andesiter kan delvis jämföras sammansättningsmässigt med olika granodioritiska bergarter i Filipstadssviten.

De mycket finkorniga ryoliterna, som dessutom ofta visar tecken på ”welding”, har starka kornfogar och skapar normalt ett ballastmaterial med hög hållfasthet.

Bergarter i Transskandinaviska Magmatiska Bältet 2 (TMB 2)

Porfyrisk kvartsmonzonit-granit (-granodiorit, -kvartsmonzodiorit).

Söder och väster om Jönköping finns en relativt homogen porfyrisk kvartsmonzonit till granit, vanligen benämnd Barnarpsgranit. Den har förhållandevis välbevarad magmatisk textur med rundade mikroklinfenokrister (i allmänhet 1–2 cm stora) och endast svag förskiffring (fig. 30A). Grova, blåaktiga kvartskorn är vanliga. Bergarten har varierande sammansättning som pendlar mellan granit och kvartsmonzodiorit. Biotit är det dominerande mafiska mineralet och muskovit förekommer relativt rikligt.

Mot väster förändras den svaga förskiffringen till gnejsighet, men den ursprungliga porfyriska texturen kan ändå normalt urskiljas. Epidot förekommer allmänt, både som ådror och i mellanmassan, och indikerar huvudsaklig metamorf grad (epidot-amfibolitfacies). De välbevarade graniterna söder om Jönköping har normalt en magnetisk susceptibilitet (ett mått på bergartens magnetisering) på ca 1 000 × 10^{-5} SI-enheter, men den sjunker mot väster med ökande gnejsighet och omkristallisation. Medeldensiteten är ca 2 660 kg/m^3. Medelhalten uran är ca 2,8 ppm och toriumhalten är ca 10 ppm, vilket ger ett aktivitetsindex på 0,7.

Granit

Röd till rödgrå, jämnkornig granit förekommer som ett stort massiv väster om Jönköping, men kan också finnas som mindre intrusioner och gångar i Barnarpsgraniten. Mot väster suddas de primära, medel- till grovt medelkorniga, jämnkorniga dragen i bergarten ut, och en mer finkornig, omkristalliserad och gnejsig granit uppträder. Ställvis kan den mer grovkorniga primära texturen vara bevarad även i gnejserna (fig. 30B). De kan också uppvisa omkristallisation och aggregatbildning av mikroklin. Denna typ av granit innehåller låga till måttligt låga halter av mörka mineral, totalt ca 3–7 volymprocent. Inom denna grupp finns typer som kan karakteriseras som finkornig, glimmerfattig leukogranit.

Liksom Barnarpsgraniten kan denna granit ha höga susceptibilitetsvärden i de texturellt mer välbevarade, förskiffrade delarna och lägre i de mer gnejsiga varianterna mot väster. Medelvärden för uran- och toriumhalterna är 3 respektive 14 ppm, vilket ger ett aktivitetsindex på 0,8. Medeldensiteten är ca 2640 kg/m^3. Leukogranitiska delar har lägre densitet och magnetisk susceptibilitet.

Figur 30. **A.** Porfyrisk kvartsmonzonit-granit tillhörande TMB2 (Barnarpsgranit), med rundade mafiska enklaver med samma ålder som graniten (UJB060127). Koordinater SWEREF 99 TM: 6397275/ 454231. Foto: Ulf Bergström. **B.** Granit, gråröd, jämnkornig, medelkornig och gnejsig, tillhörande TMB2 (TEN082018). Koordinater SWEREF 99 TM: 6386820/451295. Foto: Thomas Eliasson. **C.** Metagabbro, Östra Segmentets övre nivå. Pegmatitiska ”bubblor” förekommer i fint medelkornig gabbro (UJB070248). Koordinater SWEREF 99 TM: 6383630/450990. Foto: Ulf Bergström.

Metagabbro

Inom Östra segmentets övre nivå uppträder både många och ställvis relativt stora mafiska intrusioner med varierande utseende och ursprung (fig. 30C). De är mörkt gröngrå och i varierande grad gnejsiga eller med bevarade primära texturer (Bergström m.fl. 2017). Befintlig kronologisk information antyder att flera olika generationer förekommer, varav några intrusioner är likåldriga med graniterna. Bland alla de olika typerna finns t.ex. Smålands Taberg, som bildar ett separat, högmagnetiskt massiv, dominerad mineralogiskt av olivin och titanomagnetit.

Mot väster omvandlas de olika gabbroiderna i ökande grad till amfiboliter och de primära magmatiska texturerna suddas ut. De olika generationerna av basiska bergarter går då inte att skilja från varandra.

Sammansättningdata från denna bergartsgrupp varierar mycket. Medeldensitet är ca 2960 kg/m^3 och aktivitetsindex är mycket lågt, ca 0,2.

Granodioritisk och granitisk gnejs

I de västligaste delarna av utredningsområdet uppträder granodioritisk och granitisk gnejs som vanligen är ljust grå till rödgrå, medelkornig och innehåller en relativt låg halt av glimmer och amfibol. Dessa uppträder i eller i anslutning till Östra Segmentets undre nivå och den del av Stråkenzonen som tangerar utredningsområdet (se ovan). Bergarten har ofta kvarts–fältspatsrika ådror som är parallella med gnejsigheten (fig. 31A). Texturen är omkristalliserad och jämnkornig. Bergarten är vanligen bandad med band och linser av underordnade bergarter som tonalitisk gnejs och amfibolit.

Bergartstypen har generellt låga halter av uran och torium med ett aktivitetsindex på i medeltal 0,7. Densiteten är ca 2600 till 2700 kg/m^3 och medelsusceptibiliteten ca 600×10^{-5} SI-enheter. Den har varierande radiometriska egenskaper med uranhalter mellan 1 och 9 ppm och toriumhalter på 8–30 ppm, vilket också ger ett varierande aktivitetsindex på 0,6–1,3.

Amfibolit

Basiska bergarter av olika ursprung och troligen olika ålder förekommer i Östra Segmentet. De samlas under bergartsbeteckningen amfibolit. Det finns såväl linsformade kroppar med en storlek från ett par decimeter upp till 100 m, som gnejsiga amfibolitband tillsammans med övriga gnejser och i några fall, även större massiv. Hög metamorf omvandling har resulterat i att de primära texturerna brutits ner och den ursprungliga mineralogin i de större massiven och linserna har ersatts av en metamorf mineralsammansättning, dominerad av hornblände (fig. 31B). Eftersom granat är en vanlig komponent i dessa bergarter använder man ofta namnet granatamfibolit. Denna bergartsgrupp tolkas vara metagabbro, beskrivna ovan, i en högre deformerad och metamorf miljö.

Densiteterna i denna bergartsgrupp varierar stort mellan 2850 och 3000 kg/m^3. Halterna av uran och torium är mycket låga och aktivitetsindex ligger på ca 0,2. Medelvärdet för susceptibiliteten är 235×10^{-5} SI-enheter.

Figur 31. A. Bandad och ådrad granodioritisk till granitisk gnejs (TEN182244). Koordinater SWEREF 99 TM: 6388734/ 437394. Foto: Thomas Eliasson. **B.** Kraftigt folierad amfibolit i Stråkenzonen (TEN182265). Koordinater SWEREF 99 TM: 6389397/439215. Foto: Thomas Eliasson.

Yngre bergarter

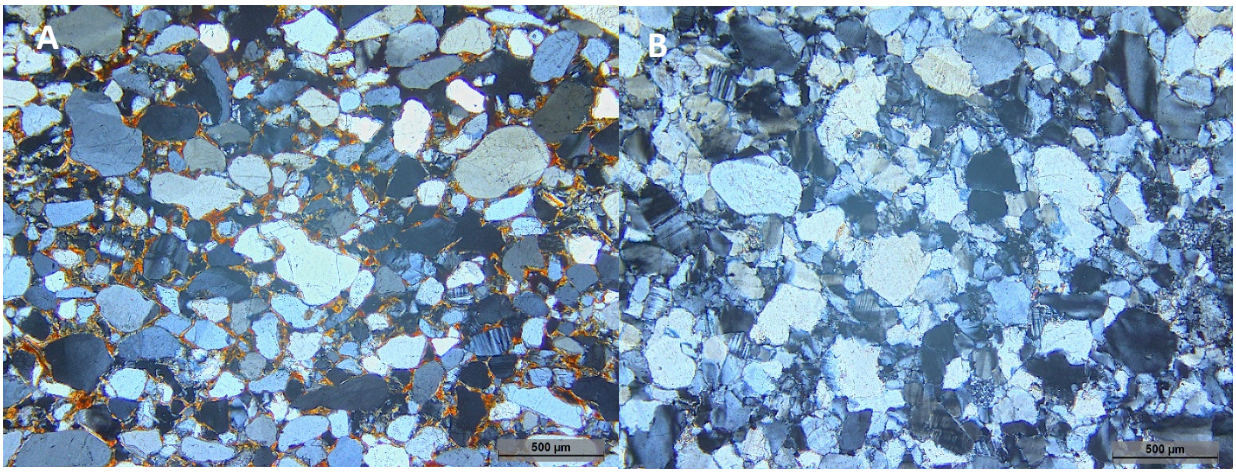
Diabas

Gångar av finkornig, mörkt (grön-) grå-svart diabas förekommer framför allt i de östra delarna av utredningsområdet. De klipper igenom den äldre granitterrängen och följer ett befintligt spricksystem (fig. 33A). De flesta noterade exemplen har begränsad bredd och längd. Till följd av sitt höga innehåll av magnetit framträder de bra på den flygmagnetiska anomalikartan. Där kan man se ett antal diabasgångar med en mer uthållig längd och en ungefärligt nord–sydlig strykningsriktning. Diabaserna är ofta finkorniga och massformiga, men visar ibland tydlig sprickbildning och i ökad utsträckning uppkrossning i förhållande till omgivande graniter. Diabaserna är sannolikt av olika generationer.

Kvartsit, Almesåkragruppen

I ett område norr om Aneby finns en kvartsitisk bergart tillhörande Almesåkragruppen, exponerad endast i en häll inom undersökningsområdet. Här är bergarten ljust grå till vit, finkornig, och uppvisar ofta bevarade sedimentära strukturer. Bergarten har genomgått omfattande rekristallisation och saknar porositet (fig. 31B). Almesåkragruppen utbreder sig åt söder, och den sedimentära stratigrafin innehåller mäktiga lagergångar av diabas strax utanför utredningsområdet.

Den vita kvartsiten har en kvartshalt på cirka 90 %. Fyra prover från Jönköpingsområdet ger en medeldensitet på ca 2640 kg/m^3 och har mycket låga halter av de radioaktiva grundämnena U och Th. Den är i princip omagnetisk. Bergarten har en hög hållfasthet och lämpar sig utmärkt som ballastmaterial.

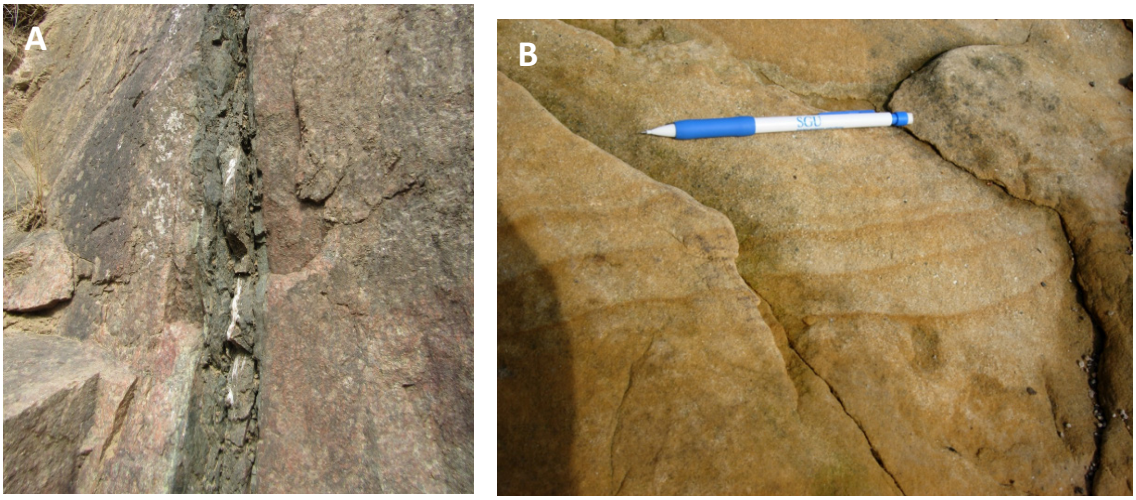


Figur 32. **A.** Tunnslipsfotografi rödgul sandsten från Visingsögruppen, Berghalla ca 7 km norr om Jönköpings centrum (MGO082005A). Bergarten består till ca 85 volymprocent av rundade kvartskorn och underordnat kalifältspat. Matrix mellan sandkornen består av huvudsakligen av biotit och klorit. **B.** Metasandsten från Almesåkragruppen (MGO082010A) med ca 80 volymprocent kvarts och 12 volymprocent mikroklin. Den primära sandstenstexturen med rundade korn har delvis suddats under den Svekonorvegiska bergskedjebildningen. Korsade polarisatorer. Bildbredd ca 6,0 mm.

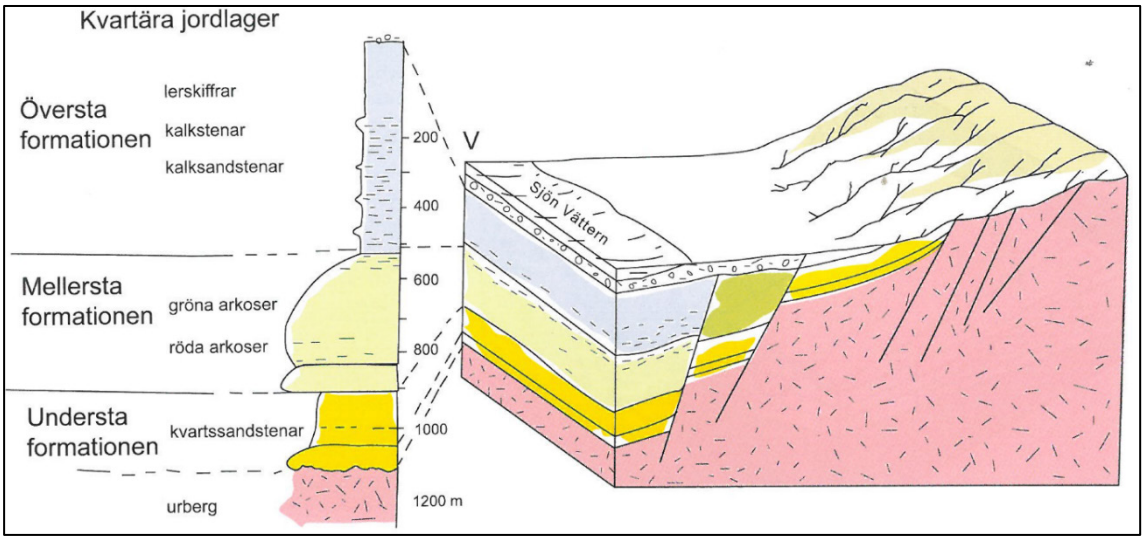
Sandsten, Visingsögruppen

Vid Jönköping finns delar av de yngre sedimentära bergarter som ingår i den ca 850–700 miljoner år gamla så kallade Visingsögruppen. Den förekommer företrädesvis i Vättersänkan. Där överlagras urberget av bl.a. sandsten (fig. 33B), arkos och skiffer (fig. 16). Bergarterna i Visingsögruppen är väsentligen inte metamorfoserade och har väl bevarad primär textur och mineralogisk sammansättning, se figur 32A.

Längs den västra sidan av Vättern har förkastningar med förhållandevis små belopp inträffat. De största rörelserna har skett längs Vätterns östra sida vilket medför att de sedimentära bergarterna har tippat och lutar flackt åt väster (fig. 34). De tidigaste spröda förkastningsrörelserna, som till stor del följer äldre plastiska mylonitiska stråk, skedde samtidigt med sedimentationen.



Figur 33. Yngre bergarter. **A.** Diabasgång som intruderar granit i norra utfarten från Tranås (DLL183087). Vitt sprickmineral i diabasens mitt är kalcit. Koordinater SWEREF 99 TM: 6434063/498174. Foto: Lena Lundqvist.
B. Sandsten tillhörande från understa formationen i Visingsögruppen (UJB070003). Koordinater (SWEREF 99 TM): 6411505/449611. Foto: Ulf Bergström.



Figur 34. Generaliserad bild av lagerföljden i Visingsögruppen i Gränatrakten på östra sidan av Vättern. Där har det största förkastningsrörelserna har skett. I utredningsområdet förekommer endast sandstenar från den understa formationen. Förkastningsrörelser i silurisk kalksten norr om Omberg visar att rörelser skett längs Vättersänkan även efter silurperioden (från Wikström 2009).

Informationen om sandstenens utbredning och mäktighet kommer framför allt från olika borrningar. En kärnborrning genomförd 2012 från en pråm ute på Vättern ca 6 km norr om centrala Jönköping visar att den undre sandstenen där har en mäktighet på 186 m (Sundberg m.fl. 2016). En borrning genomförd under 1940-talet visar att under ett jorddjup på 194 m följde gula och röda sandstenar ner till dryg 300 m utan att det kristallina urberget nåddes (fig. 34, Wikström 2009).

Förekomster av sandsten finns också på urbergsytan på höjdområdet öster om södra delen av Vättern. Vid t.ex. Landsjön och upp mot Skärstad finns sandsten från den undre formationen på höjder strax över 200 m ö.h. I kärnborrhålet från Vättern påträffas sandstenen mellan -61 och -252 m ö.h. (där kontakten med urberget påträffades). Pålagringskontakten på TMB-bergarterna i urberget ligger alltså ca 450 m lägre i Vättern än på höjderna åt öster. Detta visar på förhållandevis sentida förkastningsbelopp på uppemot 500 m i Huskvarnazonen.

Ett prov av den gula sandstenen från Tranghalla nordväst om Jönköping (fig. 33B) har givit en densitet på ca 2300 g/cm^3 vilket visar en hög porositet. Sandstenen är omagnetisk och innehåller mycket låga halter av de radioaktiva grundämnena uran och torium. Denna bergart har mycket dålig hållfasthet, och har i huvudsak använts som prydnadssten.

Bergarternas sammansättning och egenskaper

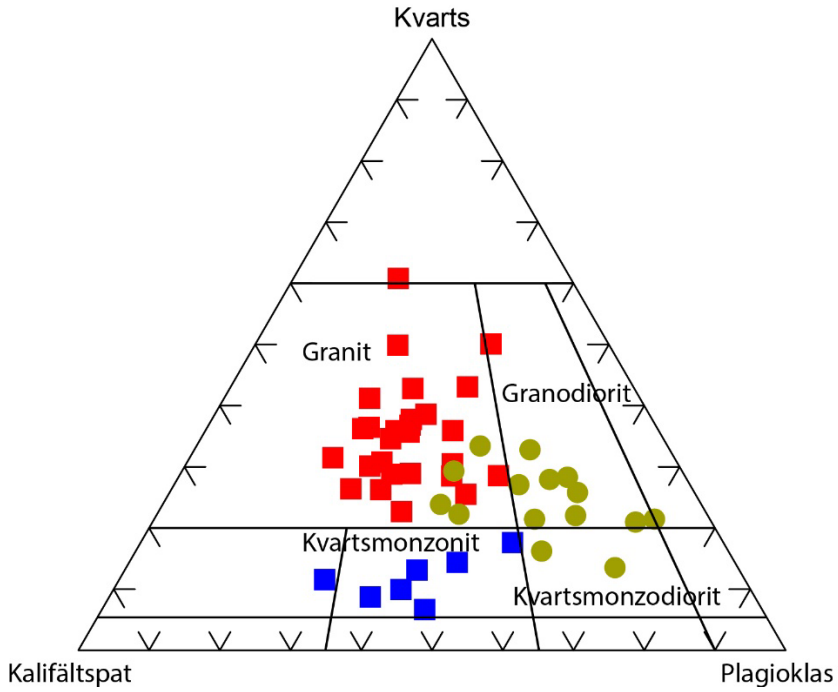
Bergarternas sammansättning är en nyckelfaktor för att kunna uppskatta bergets egenskaper. Sammansättning kan analyseras med ett antal olika parametrar, mineralogi, geokemi, petrofysik inklusive strålning m.fl. I detta avsnitt sammanfattas några aspekter på bergarternas sammansättning och egenskaper.

Mineralogisk sammansättning

Mineralogiska undersökningar genomförs för att undersöka mineral som dels kan ge ledtrådar till bergartens bildning, men också för att bestämma förhållandet mellan de olika bergartsbildande mineralen (kvarts, kalifältspat och plagioklas) som styr bergarternas nomenklatur. Halten mineral bestäms via punkträkning under mikroskop och resultaten plottas i ett klassificeringsdiagram

Tabell 1. Innehållet (medel, min- max.) av dominerande mineralfaser i volymprocent för de olika bergarterna i utredningsområdet. I gruppen glimmer ingår mineralen biotit, muskovit och klorit. I gruppen mafiska mineral ingår hornblände, pyroxen och granat. Opaka faser är oxid- och sulfidmineral. n är antalet prov.

Bergarter	Kvarts	Fältspater	Glimmer	Mörka mineral	Opak mineralfas
TMB1					
Graniter (n=27)	32 (25–57)	60 (37–69)	4,5 (0,4–11)	0,2 (0–4,6)	1,3 (0–3,2)
Granodioriter (n=15)	20 (13–28)	62 (54–70)	10 (0–16)	4 (0–17)	0,9 (0,1–1,8)
Kvartsmonzoniter (n=7)	10 (6–12)	75 (67–89)	5,5 (0,6–9,8)	6,3 (0–17)	1,7 (0,9–3,9)
Basiska bergarter (n=6)	2,6 (0–3,6)	53 (44–60)	9 (4–25)	35 (21–49)	1,9 (0–6,8)
TMB2					
Kvartsmonzonit-granit (n=3)	24 (16–28)	59 (48–72)	11,5 (8–18)	0,8 (0–2,2)	0,8 (0,6–1)
Granit (n=4)	34 (32–36)	61 (54–71)	5,5 (2,6–9,3)	0,1	0,8 (0,4–1,0)
Metagabbro (n=4)	0,7 (0–2)	47 (20–59)	4 (1–10)	41 (30–65)	5,4 (2,6–7,4)
Granodioritisk-granitisk gnejs (n=1)	37	51	8	0	0,8



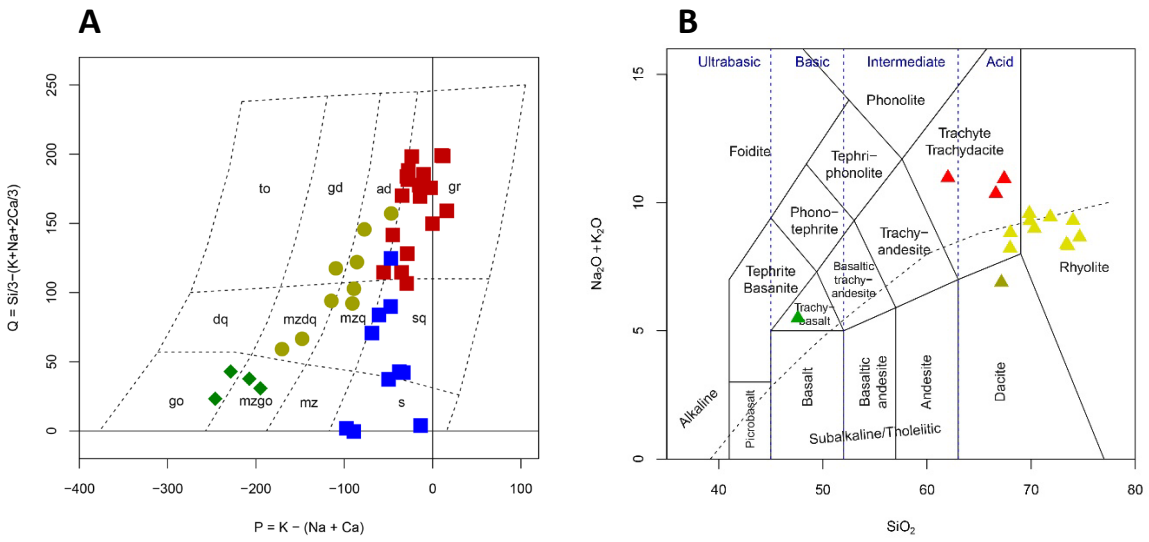
Figur 35. Mineralogisk sammansättning och nomenklatur av olika bergarter i delområdena Jönköping och Tranås enligt Streckeisen (1974). TMB1 delas i graniter (röda kvadrater), granodioriter (brungröna cirklar) och kvartsmonzoniter (blå kvadrater).

(Streckeisen 1974), se figur 35. En sammanfattning av de viktigaste delarna av den mineralogiska sammansättningen för olika bergarter finns redovisad i tabell 1.

Kemi

Den litogeokemiska sammansättningen kan, så som den mineralogiska sammansättningen, användas för att avgöra de olika bergarternas nomenklatur. Bergarternas geokemiska signatur, både vad gäller huvudelement och spårämnen, kan också ge information om bildningsprocesser och geologisk utveckling.

Uppdelningen av huvudtyperna i TMB1 kan man se ganska tydligt i s.k. P-Q-diagram (Debon & LeFort 1983), där de fyra huvudgrupperna graniter, granodioriter, kvartsmonzoniter och basiska bergarter kan särskiljas och namnsättas (fig. 36A). Det finns också en tydlig korrelation i graniternas sammansättning och motsvarande vulkaniska bergarter (fig. 36B).



Figur 36. Bergarternas litogeokemiska sammansättning och nomenklatur. **A.** De olika granitiska bergarterna i TMB1 visas i ett PQ-diagram (Debon & LeFort 1983). Graniter visas med röda kvadrater, granodioriter med brungrön cirkel, kvartsmonzoniter med blå kvadrater och basiska bergarter med gröna romber. Förkortningar i diagrammet gr=granit, ad=adamellit (monzogranit), gd= granodiorit, mzdq=kvartsmonzodiorit, mzq=kvartsmonzonit, sq=kvartssyenit, s=syenit. **B.** Nomenklatur (på engelska) för vulkaniska bergarter enligt LeMaitre m.fl. (2002). Ryoliter visas med gul triangel, kvartstrakyt med röd triangel och dacitisk vulkanit med brungrön triangel samt andestit till basalt med grön triangel.

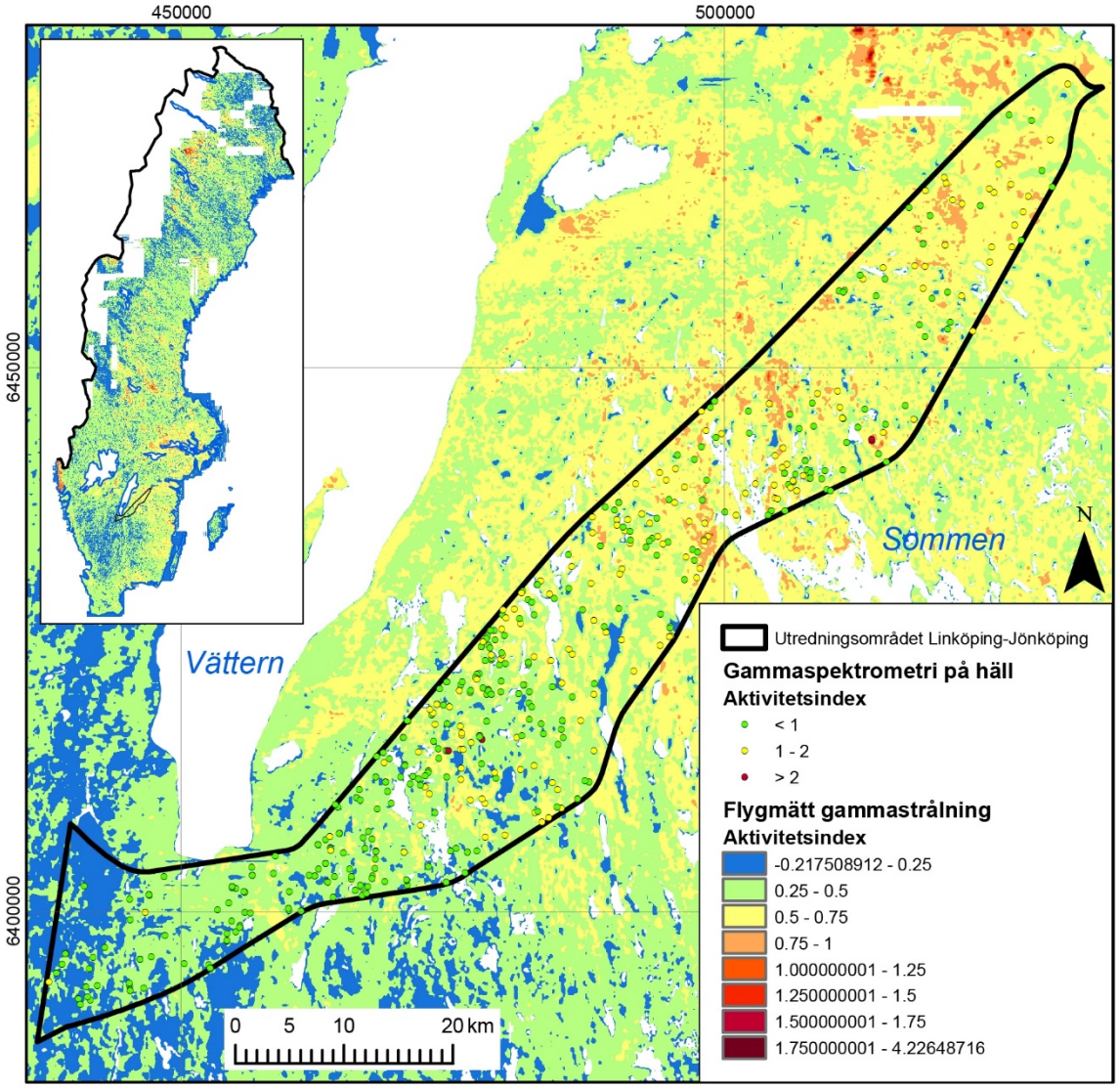
Petrofysik och strålning

Den naturliga bakgrundsstrålningen i berggrunden består av aktiviteten av de tre radioaktiva komponenterna K, U, och Th. Uran och torium följer varandra normalt. Fördelningen av de tre komponterna varierar stort i olika geologiska material, men generellt är magmatiska bergarter, särskilt med granitisk sammansättning, högre än i sedimentära bergarter. Fast normalnivån för de granitiska bergarterna i utredningsområdet är mycket stabil, kan högre nivåer erhållas i vissa specifika typer, särskilt i mindre massiv av finkornig granit. Högre halter kan också uppträda i samband med att hydrotermala processer överpräglar bergarten. Sådana anrikningar och mineraliseringar är inte kända från området. I vissa sedimentära bergarter kan uran vara kraftigt anrikat, men i utredningsområdet har dock ingen sådan bergart blivit noterad. I de yngre sedimentenheterna i Almesåkragruppen och Visingsögruppen är radioaktiva komponenter mycket låga till försumbara.

De petrofysiska egenskaperna för olika bergarter redovisas i tabell 2. En bild av den naturliga strålningen i berggrunden kan visas genom aktivitetsindex, som är en sammanvävd funktion av aktiviteten hos alla de tre radioaktiva komponenterna K, U, och Th (fig. 37). I den granitdominerade berggrunden i utredningsområdet ligger aktivitetsindex på cirka 1. I basiska bergarter är aktivitetsindex mycket lägre, och i metamorfa bergarter, sjunker normalt halten av de radioaktiva komponterna U och Th. I Östra Segmentets gnejser, som finns längst västerut i utredningsområdet, så är aktivitetsindex normalt ca 0,7.

Tabell 2. Bergartsgruppernas innehåll av de radioaktiva grundämnena kalium, uran och torium, aktivitetsindex samt densitet. Medelvärde och intervall. Data från bergarterna i TMB2 är tagna från undersökningen i Götalandsbanan (Bergström m.fl. 2017)

Bergarter	K	U	Th	Aktivitetsindex	Densitet
TMB1					
Graniter	4,3 (2,9–5,7)	5,4 (1,2–30)	21,0 (4,5–80)	1,08 (0,5–3)	2640
Granodioriter	3,3 (1,9–4,9)	4,2 (0,3–17)	12,6 (2,9–40)	0,77 (0,36–1,4)	2705
Kvartsmonzoniter	4,3 (2,9–6,4)	3,6 (0,7–6,8)	15,6 (0,1–33)	0,91 (0,47–1,45)	2685
Basiska bergarter	1,6 (0,4–2,5)	2,2 (0,11–11)	3,2 (0–8,5)	0,31 (0,1–0,6)	2965
Ryoliter	4,4 (3,1–5,2)	5,4 (2,2–22)	18,2 (9,4–36)	1,01 (0,6–2)	2665
Dacit-andesit	3,0 (2,7–3,4)	2,8 (1,6–4,5)	9,1 (6,3–14,8)	0,61 (0,5–0,84)	2710
TMB2					
Kvartsmonzonit-granit-granodiorit	3,5 (3,0–4,5)	2,8 (0,7–7,0)	9,6 (1,6–17)	0,7 (0,4–1,0)	2659
Granit	4,3 (3,4–6,0)	2,9 (1,1–7,2)	14 (6,9–23)	0,8 (0,7–1,2)	2638
Granodioritisk-granitisk gnejs	3,5 (2,8–4,8)	2,7 (0,3–9,0)	12 (5,2–36)	0,7 (0,5–1,3)	2677
Metagabbro/amfibolit	0,9 (0,5–1,6)	0,7 (0,1–2,0)	2,2 (0,0–6,2)	0,2 (0,1–0,4)	2974



Figur 37. Fördelningen av aktivitetsindex i Linköping–Jönköpingsområdet, data från flygmätning. Markmätta provpunkter för spektrometri visas med cirklar, där färgerna speglar aktivitetsindex i den mätta bergarten. I några fall motsvarar den mätta provpunkten en underordnad bergart, t.ex. basiska bergarter, vars egenskaper inte avspeglas i flygmätningen.

Profiler

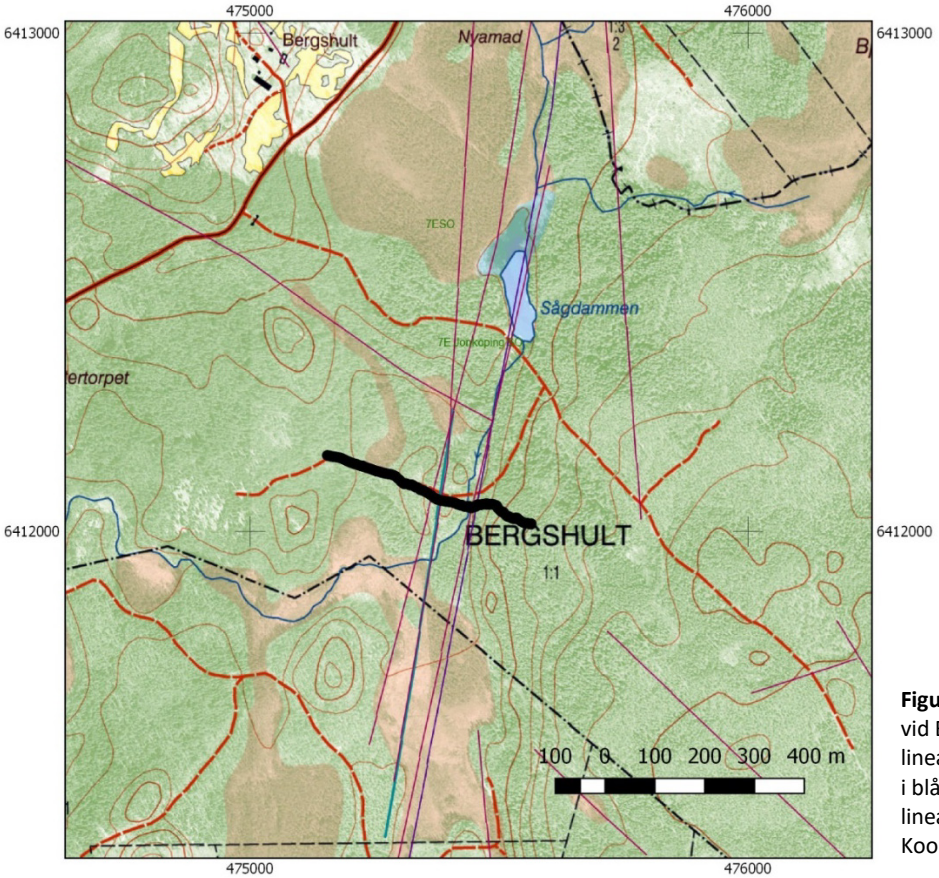
I samband med berggrundskarteringen inom utredningsområdet genomfördes ett antal geofysiska profilmätningar för att få ökad förståelse för de olika deformationszonernas geometri och egenskaper. Sammanlagt gjordes nio profiler (Triumf, Persson & Jelinek 2018) varav två redovisas nedan.

Information om olika egenskaper i berggrunden kan erhållas av de olika metoderna. VLF- och resistivitetsmätningar beskriver hur elektriskt ledande bergmaterialet är. Detta kan bero på ökande mängd sprickor i berget, med ökande porositet och vattenmängd som följd. En annan aspekt på deformationszoner kan vara mineralomvandlingar, t.ex till lermineral, som också ökar den elektriska ledningsförmågan. I sådana zoner sjunker normalt magnetiseringen beroende på att det magnetiska mineralet magnetit omvandlas till andra icke-magnetiska mineral. Högmagnetiska zoner kan indikera förekomst av vissa bergarter som t.ex diabas.

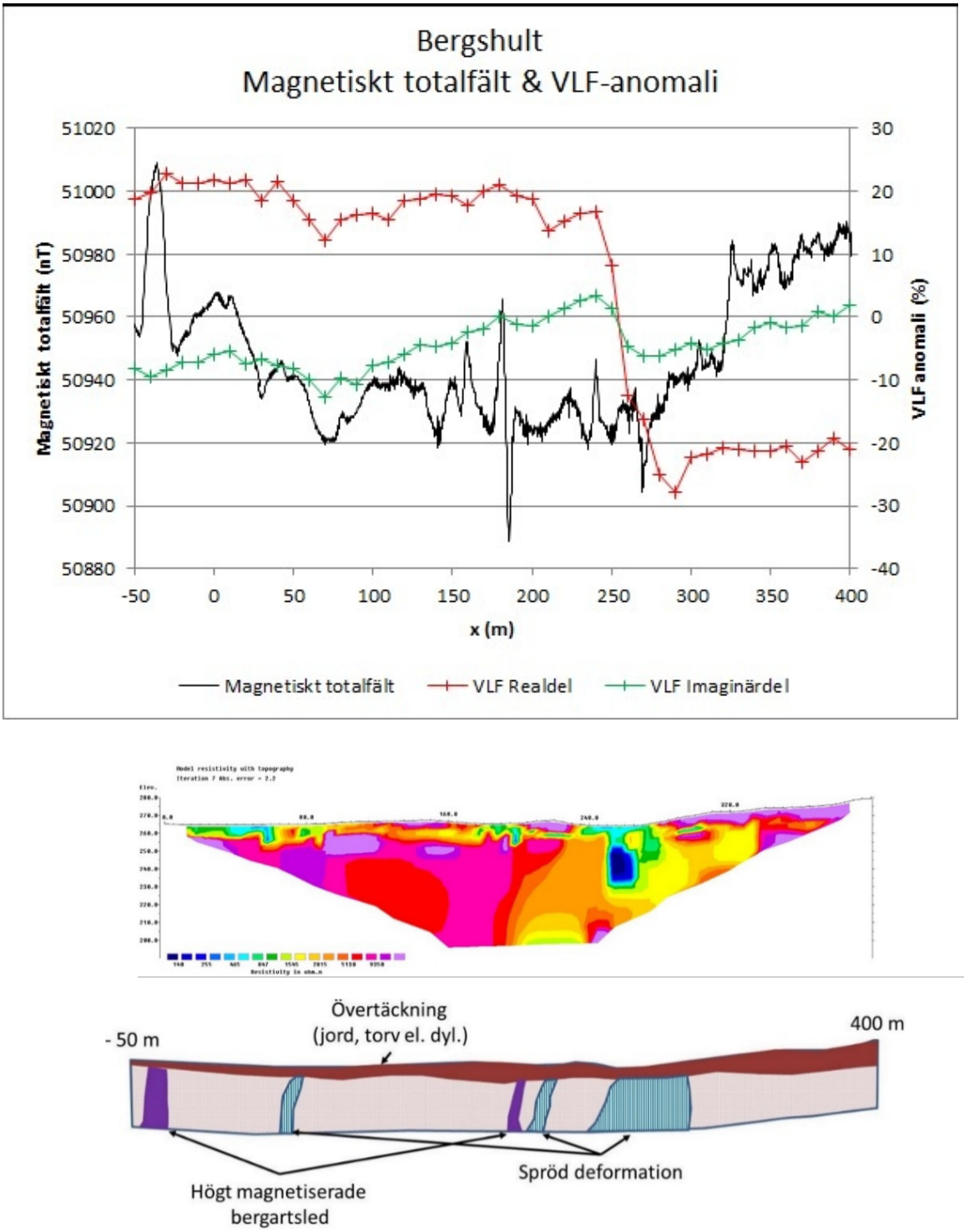
Tolkningsmetoderna kan också variera. I ett av de redovisade exemplen (Bergshult) användes resistivitetsutrustning, som är en komplicerad och tidskrävande metod, som tyvärr fungerade mindre bra en mycket torr sommar som den 2018, utan krävde att stora mängder vatten tillfördes. I det andra exemplet (Lilla Galthult) användes istället en mer avancerad tolkningsfiltrering av VLF-informationen för att uppnå ett liknande resultat.

Bergshult

I Bergshult identifierades ett tydligt nordligt–sydligt lineament från den flygmagnetiska kartan (fig. 13, 38), och resistivitetskartan (fig. 14). Det framträder också tydligt med hjälp av LIDAR (blå linje i figur 38). I en 450 m lång profil undersöktes lineamentet med markmätt VLF, magnetometer och resistivitetsutrustning. Resultatet visas i figur 39.



Figur 38. Geofysisk profil vid Bergshult. Topografiskt lineament tolkad från LIDAR i blått, magnetiska lineament i rött. Koordinater i SWEREF TM.



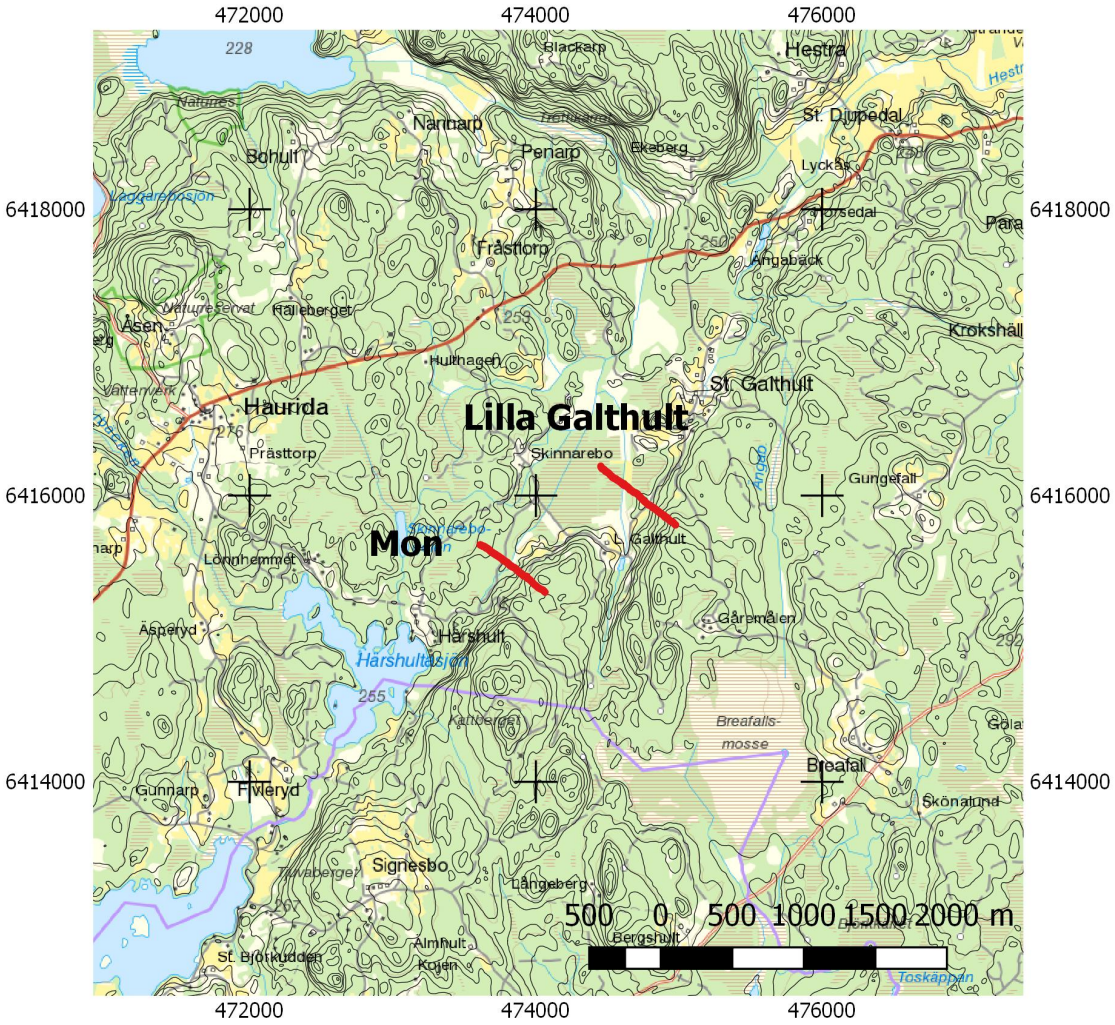
Figur 39. Geofysiska mätresultat (magnetometri och VLF överst och resistivitet i mitten) och geologisk tolkning för profilen Bergshult. Den större deformationszonen vid cirka 250 m framträder tydligt med VLF och resistivitet. Högmagnetiserade bergartsled kan vara diabasgångar.

Man kan se en tydligt lågresistiv anomali vid ca 250 m som indikerar en deformationszon (fig. 39). Den är sannolikt ca 10 m bred och stupar brant åt väster. Profilen avslöjar också förekomst av andra smalare lågresistiva zoner och några högmagnetiska zoner som skulle kunna indikera brantstående diabasgångar. Nära ytan i resistivitetsmätningen kan man upptäcka ett horisontellt drag som sannolikt indikerar bergytan möjligen i kombinerad med grundvattenytan (fig. 39).

Lilla Galthult

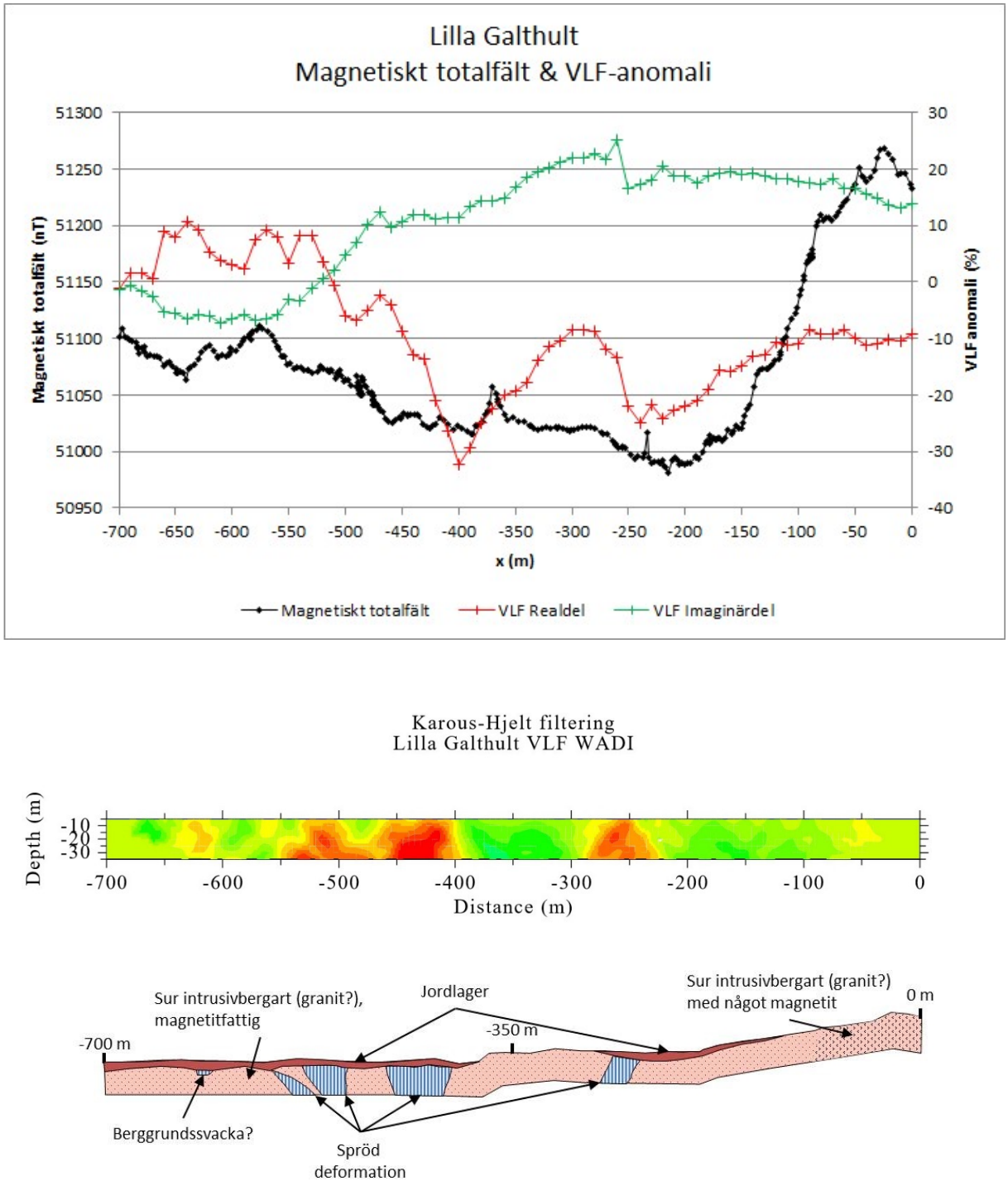
Vid Lilla Galthult undersöktes ett komplicerat nordostligt–sydvästligt lineamentsystem. Här saknades förutsättningar för en resistivitetsundersökning utan de elektriska egenskaperna i berget mättes med VLF-utrustning som senare tolkades med hjälp av Karous-Hjelts filtrering (Karous & Hjelt 1983).

Lineamentsystemet omfattar en större, mer västligt belägen deformationszon i lågområdet centralt i figur 40. Det tydliga topografiska lineamentet syns även i magnetiska och VLF-mätningar. Det går ihop med ett mer nordnordostligt–sydsydvästligt lineament vid Lilla Galthult, som framför allt visar sig topografiskt. Här uppträder också hällblottningar av granit med tecken på kraftig brecciering och uppkrossning (se figur 18).



Figur 40. Geofysiska profiler vid Lilla Galthult och Mon. Profilen redovisad i figur 41 är den i Lilla Galthult. Den övertvärar två topografiska lineament, ett nordostligt–sydvästligt och ett mer östligt beläget lineament som stryker mer i nord–nordost. Koordinater i SWEREF TM.

Den geofysiska profilen (fig. 41) visar en generellt lägre nivå av magnetisering i dalgången, men den kommer tillbaka till normalnivå längst i öster. VLF-mätningen indikerar flera elektriskt ledande zoner, varav motsvarigheten till den tänkta stora zonen i väster antyds bestå av flera parallella zoner med varierande bredd och stupning. Mindre, diffust indikerade VLF-anomalier skulle kunna förklaras av fickor med större jorddjup.



Figur 41. Geofysiska mätresultat, magnetometri och VLF (med en filtreringsmodell för VLF-data i mitten) och geologisk tolkning för profilen Lilla Galthult. De filtrerade VLF-resultaten visar tydligt centrum på den stora deformationszonen vid 430 m, medan den östra zonen är belägen ungefär vid 250 m.

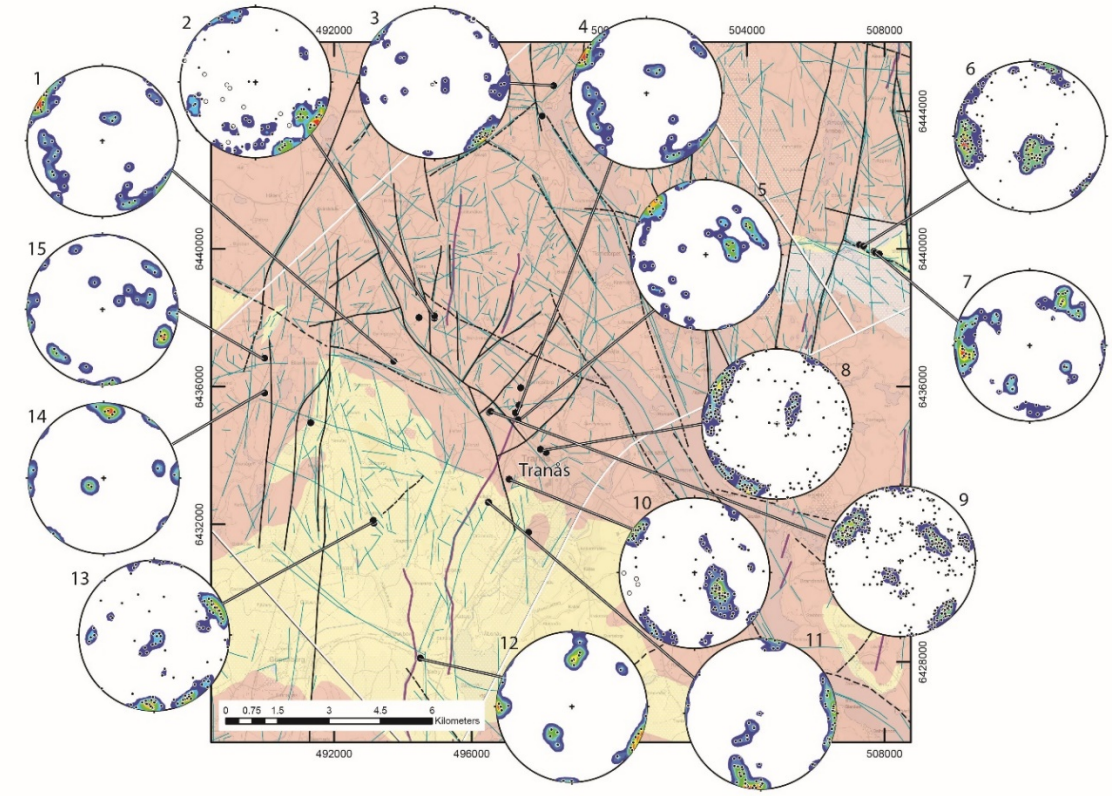
SPRÖDA OCH SPRÖDPLASTISKA STRUKTURER

Metodik

Insamling av sprickdata och dokumentation av spröda till spröd-plastiska deformationszoner genomfördes på några bergskärningar, blottade hällar och i stenbrott spridda inom utrednings-området. Insamlingen gjordes företrädesvis inom och väster om tätorten Tranås. Orienteringen av spröda strukturer mättes med insamlingsapplikationen FieldMove Clino (installerad på en iPhone SE). På ett fåtal lokaler användes en geologisk kompass. Mätvärdena inkluderar den magnetiska deklinationen i området (ca + 4°59’ O). Fotogrammetri användes i en bergtäkt väster om Tranås (Klevakrossen) och längs flera skärningar i området för att underlätta sprickkarteringen med hjälp av 3D-modeller av slänterna. Insamlade data presenteras med hjälp av stereografiska projektioner (”stereonet”) och konturplottar. Informationen finns lagrad i SGUs hälldatabas.

Resultat

Figur 42 visar en förenklad berggrundsgeologisk karta över Tranåsområdet med detaljerade geofysiska lineamenttolkningar och tolkade större, spröda och plastiska deformationszoner. Konturplottar av orienteringen av poler till sprickytor visar att sprickriktningarna som mättes i fält visar i de flesta fall det mer storskaliga sprickmönstret som indikeras av lineamenten (fig. 42). Det gäller dock bara för de brant stupande sprickgrupperna, eftersom lineamenten huvudsakligen representerar brant stupande, spröda strukturer.



Figur 42. Berggrundsgeologisk karta över Tranåsområdet samt lineament (blå linjer) och spröda till spröd-plastiska deformationszoner (svarta linjer). Gula färger representerar vulkaniska bergarter, rödbruna färger representerar granitiska bergarter. Stereografiska projektioner visar orienteringen av sprickytorna vid de olika observationslokalerna. Konturerna är i 2 %-steg, röd betyder hög och blå låg koncentration av polerna till sprickytorna. Se tabell 3 för referens till stereonet-ID.

Tabell 3. Lokaler och beteckningar som förekommer i text numrerade efter stereonet-ID i figur 42.

Stereonet-ID (fig. 42)	Observations-ID	Koordinater (SWEREF99TM)	Referens i rapport
1	SGL183039	N6436709/E493713	
2	SGL183005, SGL183006	N6437961/E494907, N6438027/E494905	Stenbrott Hallinden Granit, fig. 43, 47, 50
3	SGL183011	N6444720/E498368	Sommen, fig. 45, 49
4	SGL183038	N6435217/E497262	
5	SGL183037	N6435013/E497339	
6	SGL183030, SGL183031	N6440096/E507258, N6440063/E507375	
7	SGL183032, SGL183033, SGL183034	N6439903/E507678, N6439873/E507718, N6439826/E507832	
8	SGL183001, SGL183015	N6434057/E498149, N6434057/E498149	Spränggatan, nordvästra Tranås,
9	SGL183002, SGL183003	N6435223/E496500, N6435254/E496545	Bergtäkt Klevakrossen, fig. 44a, 45b, 46b
10	SGL183007	N6433288/E497078	Fig. 48
11	SGL183010	N6432619/E496469	
12	SGL183016	N6428088/E494489	
13	SGL183009	N6432093/E493125	1,5 km norr om Gripenberg, fig. 50
14	SGL183042	N6435791/E489966	
15	SGL183041	N6436811/E489967	

Sprickriktningar

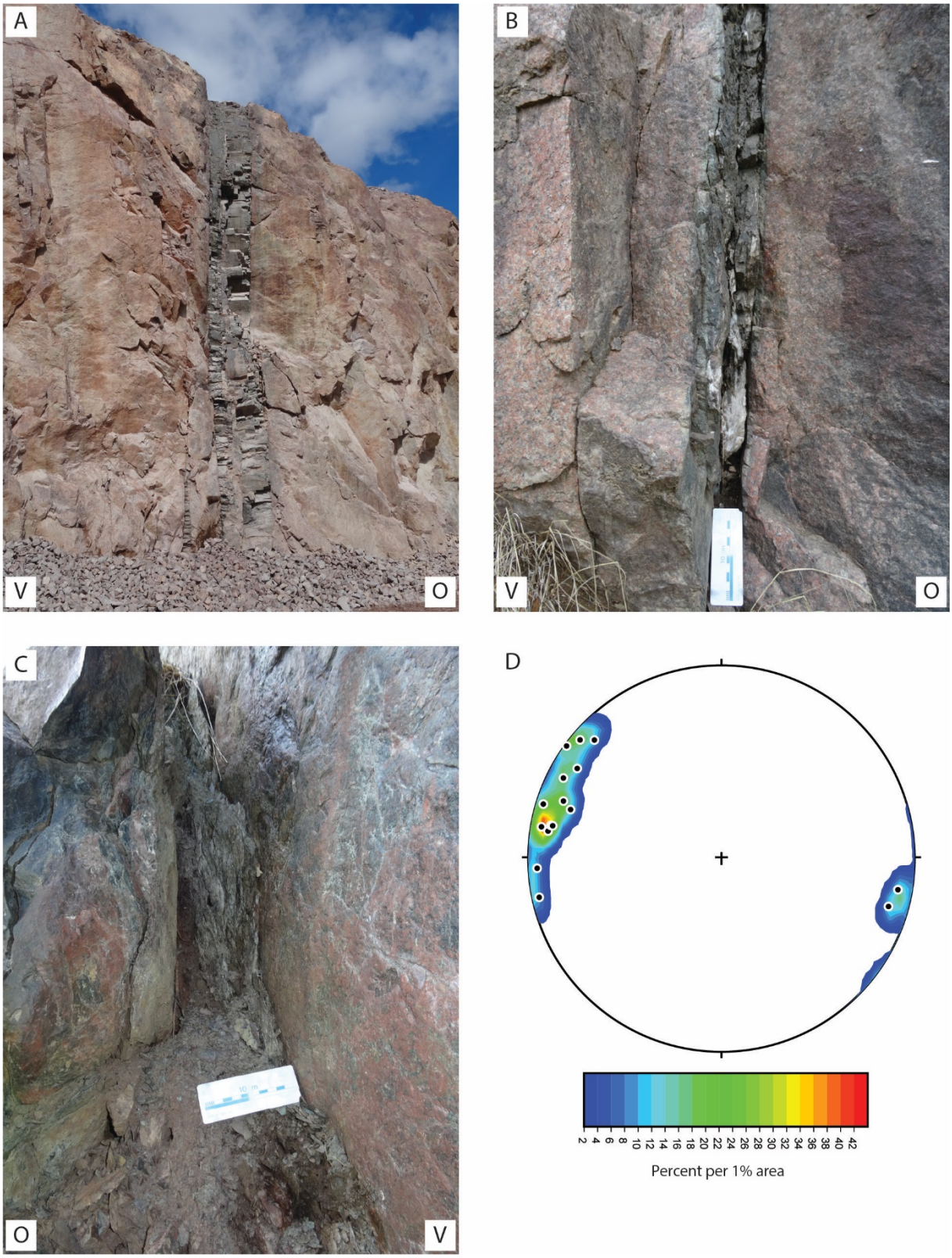
Från lokal till lokal kan sprickriktningarna förändras, men en viss systematik i fördelningen av sprickriktningar kan identifieras. Sprickorna i området i figur 42 kan grovt delas in i minst 5 sprickgrupper: (1) NNO–SSV, NNV–SSO och N–S strykande, brant (60–90°) mot O stupande; (2) NO–SV strykande, brant mot SO stupande; (3) NV–SO till VNV–OSO strykande; (4) O–V till VSV–ONO strykande, subvertikalt stupande; (5) flackt (< 30°) stupande. Lokalt kan det dock finnas fler sprickriktningar. Sprickriktningarna är oberoende av bergart.

Grupp 1: Nordnordost–sydsydvästliga, nordnordvästliga–sydsydostliga och nord–sydligt strykande sprickor och diabasgångar

Nordnordostligt–sydsydvästligt strykande, oftast brant mot ost stupande sprickor dominerar i Tranås-området, men förekommer även i den västra och nordostliga delen av figur 42. Sprickorna är ofta mycket uthålliga (> 5 m, fig. 43) och sprickavståndet varierar från decimeter till meter. Sprickorna är lokalt belagda med klorit och epidot och glidrepor kan förekomma.

Dessa sprickor är parallella till de yngre diabasgångar som förekommer i området. Diabaserna är mellan några millimeter och flera meter tjocka (fig. 44A). Oftast stryker diabaserna nordnordost–sydsydväst, men nordnordvästligt–sydsydostligt strykande diabaser kan förekomma som t.ex. i Klevakrossens bergtäkt väster om Tranås (SGL183002; även fig. 44A, D). Vid några ställen observerades semiplastisk reaktivering av sprickorna längs diabasernas strykningsriktning, som kan leda till att framför allt tunnare diabasgångar är skjuvade, mylonitiserade och internt folierade (fig. 44B, C). I dessa fall observerades även en stark kloritisering av diabasen och lokalt förekommer sprickfyllnad av kalcit (fig. 44B).

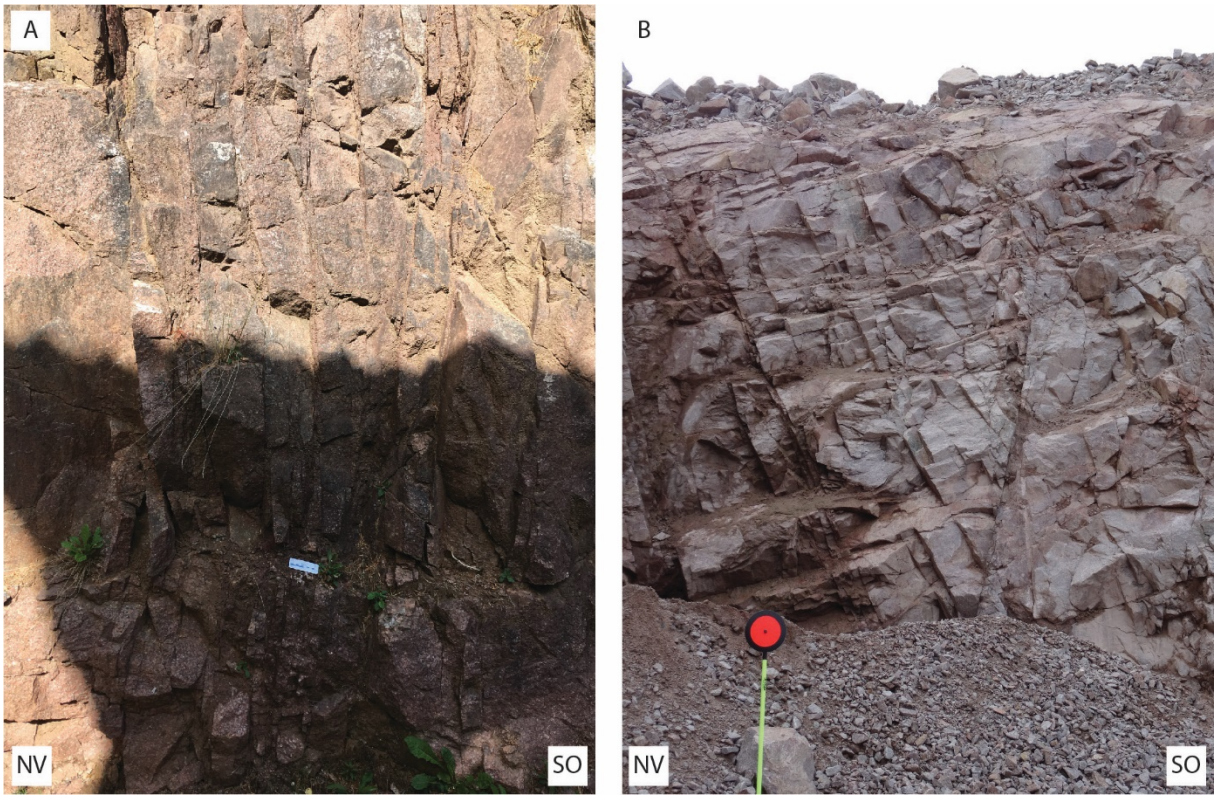
Figur 43. En ca 25 m lång NNV–SSO strykande sprickyta i Hallinden Granits stenbrott (SGL183005, N6437961, E494907). Sprickytan är belagd med klorit och epidot. Vy mot söder. Foto: Susanne Grigull.



Figur 44. **A**. Diabas som skär genom granit, 348/86, ca. 2 m bred, odeformerad. Klevakrossen bergtäkt, N6435235, E496484, SGL183002. **B.** Diabas, skjuvad, 020/80, N6434063, E498148, SGL183001. **C.** Diabas, skjuvad och kloritomvandlad, med foliation 195/85, N6435944, E497409, SGL183013. **D**. Stereografisk projektion av diabasgångarnas orientering.
Foton: Susanne Grigull.

Grupp 2: Nordostligt–sydvästligt strykande sprickor

I Sommen observerades en ca 1 m bred spröd-plastisk deformationszon med ökad sprickfrekvens och vindlande sprickor i nordostlig–sydvästlig riktning (fig. 45A). Samma sprickriktning observerades exempelvis i Klevakrossentäkten där det finns nordostligt–sydvästligt strykande, brant mot sydvästligt och nordostligt stupande sprickor (fig. 45B). Dessa sprickor har en högre sprickfrekvens än de andra sprickgrupperna i Klevakrossentäkten.



Figur 45. NO-SV strykande spröda strukturer. **A.** Svärm av vertikala, vindlande sprickor med hög sprickfrekvens (SGL183011, N6444720, E498368) som utgör en del av en spröd-plastisk deformationszon. **B**. Relativt plana sprickor stupande mot SO i Klevakrossentäkten (SGL183002, N6435223, E496500). Notera den höga sprickfrekvensen jämfört med de NV-stupande sprickorna. Foton: Susanne Grigull.

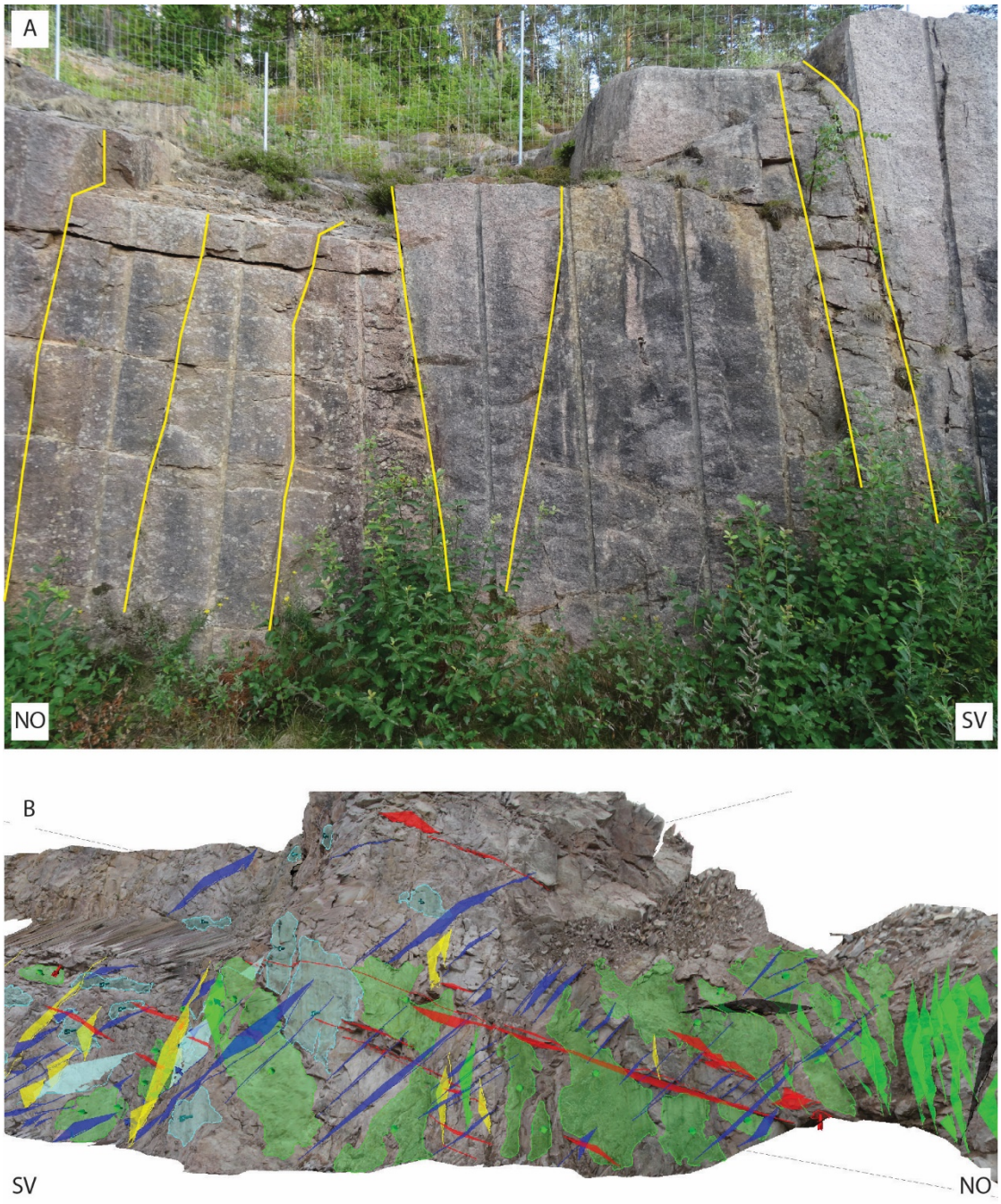
Grupp 3: Nordvästligt–sydostligt till västnordvästligt–ostsydostligt strykande sprickor

Brant (> 60°) stupande sprickor i västnordvästlig–ostsydostlig och nordvästlig–sydostlig riktning förekommer i några lokaler i ett mindre område. Brant stupande sprickor tillhörande denna sprickgrupp förekommer t.ex. i skärningen längs väg 32 precis norr om trafikplatsen Tranås Norra (fig. 45A) dock bara med medelbrant stupning (30–60°) och i motsatt riktning stupande sprickor förekommer i Klevakrosstäkten (fig. 45B). Det är oklart om dessa sprickgrupper är relaterade till varandra. Det är möjligt att dessa sprickgrupper tillhör de utsträckta nordost–sydvästlig orienterade spröda deformationszoner i närheten (fig. 42).

Grupp 4: Ostligt–västligt till västsydvästligt–ostnordostligt strykande sprickor

Västsydvästligt–ostnordostligt till ost–västligt strykande sprickor förekommer lokalt. I Hallinden Granits täkt har dessa sprickor upp till flera meters sprickavstånd, men kan lokalt utgöra breda zoner med ökad sprickfrekvens (fig. 47). I dessa fall är de belagda med klorit och kan ha flackt stupande glidrepor som tyder på dextral strike-slip-rörelse. Lokalt mättes det sprickor i västsydvästlig–ostnordostlig riktning med glidrepor som indikerar sinistral rörelse. Det är alltså

möjligt att de västnordvästlig–ostsydostligt och västsydvästlig–ostnordostligt strykande spröda strukturerna utgör ett konjugerat system. Mer rörelsedata är dock nödvändig för att bevisa denna hypotes.



Figur 46. **A.** Vägkärning, väg 32, norr om trafikplatsen Tranås Norra (SGL183014, N6435439, E497365). De gula linjerna markerar NV–SO strykande, brant stupande sprickor. Foton: Susanne Grigull. **B**. Fotogrammetribild av täktslänt i Klevakrossentäkten. De blå ytorna representerar NV–SO strykande, medelbranta (~45°) mot SV stupande sprickor. Notera att det finns inga brant stupande sprickor med denna strykningsriktning i täkten.

Figur 47. VSV–ONO strykande zon av sprickor. Längs dessa sprickytor observerades glidrepor som indikerar dextral rörelse. Hallinden Granits stenbrott nordväst om Tranås, SGL183005 (N6438006, E494912). Vy mot nodost. Foto: Susanne Grigull.

Figur 48. Flackt stupande spröda strukturer i granit vid SGL183007 (N6433288, E497078). Vy mot norr. Foto: Susanne Grigull.

Grupp 5: Flackt stupande spröda strukturer

Flackt stupande (< 30°) spröda strukturer förekommer vid alla undersökta hällar. De har ofta en högre sprickfrekvens än de brant stupande sprickorna. Ett exempel är bergskärningen vid observationspunkt SGL183007 (fig. 48) där det finns minst två flackt stupande sprickgrupper. Glidrepor förekommer på några av dessa flackt stupande sprickytor.

Sprickfrekvens och -uthållighet

Det är inte lämpligt att jämföra sprickfrekvensen mellan de olika observationslokalerna eftersom observationerna är för få för att ge en trovärdig statistik. Sprickfrekvensen kan dessutom förändras även inom en lokal. Några empiriska slutsatser kan dock dras vad gäller sprickfrekvens i relation till bergarternas kornstorlek. Baserad på allmänna fältobservationer och slumpmässiga mätningar, visar det sig att sprickfrekvensen ökar med minskande kornstorlek. Finkorniga graniter och sura vulkaniter i området innehåller vanligtvis fler sprickor av samma sprickgrupp än de grovkorniga granitiska bergarterna (fig. 49). Sprickavståndet för de grovkorniga granitiska bergarterna ligger vanligtvis runt en decimeter till en meter, medan de finkorniga vulkaniska bergarterna kan bli nerbrutna till centimeterstora sockerbitar. Dessutom är sprickytorna planare och slätare (ytorna har lägre s.k. råhet) i de finkorniga bergarterna medan de kan vara något vågformiga i de grovkorniga bergarterna. En annan empirisk observation är att sprickornas uthållighet ökar med ökande sprickavstånd.

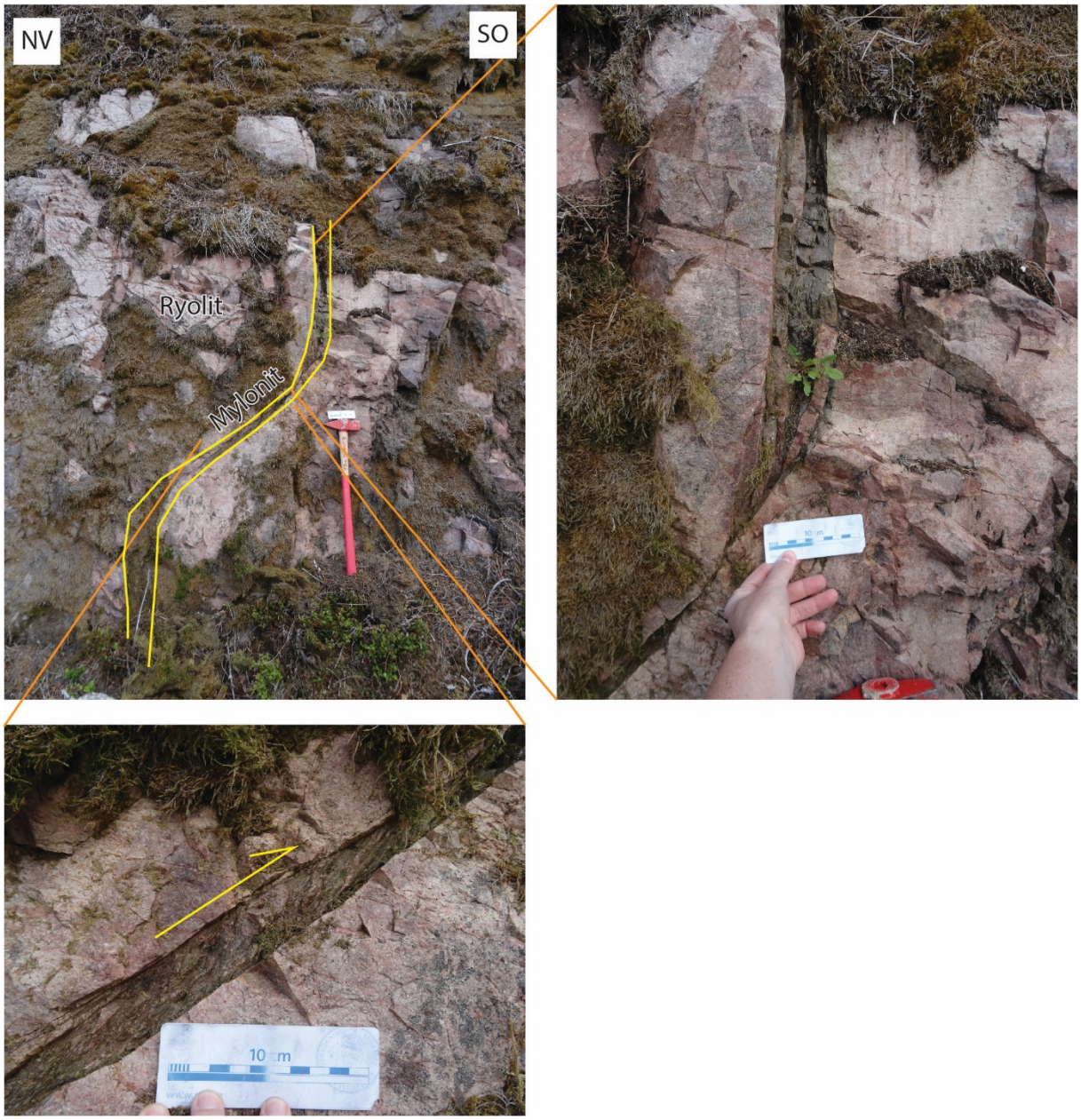
Figur 49. Lins av finkornig vulkanisk bergart i grovkornig granit. Notera hur sprickfrekvensen ökar i det finkornigare materialet. Dessutom är sprickytorna slätare i det finkorniga materialet än i det grovkorniga. I Sommen, SGL183011 (N6444720, E498368). Foto: Susanne Grigull.

Specialfall

Fastän de flesta spröda strukturer och sprickor som kunde mätas gick att tilldela olika sprick-grupper så förekommer det ändå några svårtolkade strukturer i Tranåsområdet, vilka kan ha inflytande på bergmassans karaktär. Exempelvis observerades en förkastningsbreccia som verkar ha klippts längs strykningsriktningen i en sågad vägg i Hallinden Granit-täkten. Breccian är ca 20 cm bred och innehåller mest utdragna klaster från sidoberget, men även lilafärgade kvartsklaster. Sidoberget är missfärgat och blekt runt kanterna av breccian (fig. 50).

En annan intressant struktur observerades i ryolitiska vulkaniter 3,5 km norr om Gripenberg (SGL183009). Här finns det tre huvudsprickriktningar: nordvästligt–sydostligt, ostligt–västligt och nordostligt–sydvästligt strykande, alla brant stupande. De nordvästligt–sydostligt strykande sprickorna kan troligtvis sorteras tillsammans med det nordvästligt–sydostligt strykande lineament som följer en utpräglad morfologisk depression i den riktningen. Glidrepor på dessa sprickor indikerar en dextral rörelse. De ostligt–västligt strykande sprickorna är underordnade. De nordostligt–sydvästligt strykande sprickorna är vanligtvis plana och nästan vertikala, dock förekommer det lokalt mylonitiska strukturer i dessa sprickor med starkt tillplattade och plastiskt deformerade fragment av sidoberget (fig. 51). Gränsen mellan myloniterna och sidoberget är mycket skarp och det verkar som materialet, som har mylonitiserats, skiljer sig från det ryolitiska sidoberget från början. Det har inte varit möjligt att bestämma ursprungsbergarten till den finkorniga, mörka mylonitgrundmassan, men det kan ha varit diabasgångar som reaktiverats, även om den nordostliga–sydvästliga till ostnordostliga–västsydvästliga orienteringen inte stämmer helt med de huvudsakligen nordnordostligt–sydsydvästligt orienterade diabasgångarna i området.

Figur 50. Förkastningsbreccia i granit. Notera sidobergets missfärgning runt brecciakärnan. Hallinden Granits stenbrott nordväst om Tranås (SGL183005, N6437968, E494909). Foto: Susanne Grigull.



Figur 51. Mylonit som skär genom ryolit med detaljer i små bilderna. Notera den skarpa kontakten mellan myloniten och sidoberget. Inom myloniten indikerar SC-strukturer rörelse längs myloniten med NV-sidan upp. Brant skärning, vy mot nordost, SGL183009 (N6432093, E493125). Foton: Susanne Grigull.

REFERENSER

Appelqvist, K., Eliasson, T., Bergström, U. & Rimša, A., 2009: The Palaeoproterozoic Malmbäck Formation in S Sweden: age, composition and tectonic setting. GFF, 131 vol. 3, 229–243.

Bergström, U., m.fl., 2017: Götalandsbanan − en sammanställning av SGUs geologiska data för sträckan Göteborg−Jönköping. *SGU-rapport 2017:03,* Sveriges geologiska undersökning, 83 s.

Blomberg, A., 1907: Beskrivning till kartbladet Boxholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 140,* 37 s.

Cato, I. & Lindén, A., 1973: The highest shore-line at Törnevik, southern Östergötland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 95*, 25–35.

Claeson, D, Carlsäter, M., Antal Lundin, I & Sukotjo. S., 2004: Beskrivning till bergkvalitetskartan delar av Mjölby, Linköpings och Norrköpings kommuner. *Sveriges geologiska undersökning K 146*, 22 s.

Daniels, J. &Thunholm, B., 2014: Rikstäckande jorddjupsmodell. *SGU-rapport 2014:14.* Sveriges geologiska undersökning, 14 s.

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, *Earth Sciences 73,* s 135–149.

Fromm, E., 1976: Beskrivning till jordartskartan Linköping NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 19,* 77 s.

Gavelin, A., 1912. Beskrivning till kartbladet Tranås. *Sveriges geologiska undersökning Aa 135,* 75 s.

Gillberg, G., 1976: Drumlins in southern Sweden. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, NS*, *6*, 125–189.

Gorbatschev, R., 1975. Beskrivning till berggrundskartan Linköping SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 113,* 76 s.

Gorbatschev, R., 1976. Beskrivning till berggrundskartan Linköping NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 107,* 111 s.

Greenwood, S. L., O'Regan, M., Swärd, H., Flodén, T., Ananyev, R., Chernykh, D. & Jakobsson, M., 2015: Multiple re-advances of a Lake Vättern outlet glacier during Fennoscandian Ice Sheet retreat, south-central Sweden. *Boreas, 44(4),* 619–637.

Hilldén, A., 1992: Beskrivning till jordartskartan 7D Ulricehamn SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 109*, 73 s.

Hilldén, A., 2006: Beskrivning till jordartsgeologiska kartan 6D Gislaved NO. *Sveriges geologiska undersökning K 64,* 12 s.

Jakobsson, M., Björck, S., O'Regan, M., Flodén, T., Greenwood, S.L., Swärd, H., Lif, A., Ampel, L., Koyi, H. & Skelton, A., 2014: Major earthquake at the pleistocene-holocene transition in lake Vattern, southern Sweden. *Geology 42 (5),* 379–382. doi:10.1130/G35499.1

Johansson, H. G., 1979: Beskrivning till jordartskartan Linköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 36,* 74 s.

Johansson, H. G. & Gorbatschev, R, 1973: Beskrivning till det geologiska kartbladet Linköping SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 13,* 71 s.

Karous M, Hjelt SE, 1983. Linear filtering of VLF dip-angle measurements. *Geophysical Prospecting 31,* 782–794. EAEG.

Le Maitre, R.W., (editor), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R., 2002: Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. 236 s.

Lundqvist, J., 2002: Weichselistidens huvudfas. *I* Fredén, C. (red.): Berg och jord, Sveriges Nationalatlas. Tredje upplagan, 124–135.

Mikko, H., 2007a: Beskrivning av jordartskartan Jönköping NO. *Sveriges geologiska undersökning K 79,* 11 s.
Mikko, H., 2007b: Beskrivning av jordartskartan Jönköping SO. *Sveriges geologiska undersökning K 80,* 11 s.
Nilsson, E., 1968: Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar, och landhöjning. *Kungl. Vet. Akad. handl. IV. 12:1 Stockholm.*
Persson, L., Bruun, Å. & Dahlman, B. 1981. Beskrivning till berggrundskartan Linköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 132,* 150 s.
Persson, T., 2014: Grundvattenmagasinet Jönköping. *Sveriges geologiska undersökning K 466,* 10 s.
Rydell, B., Hågeryd, A.-C., Fallsvik, J. & Eliasson, T., 2009: Översiktlig inventering av risker för naturolyckor, Jönköpings kommun. *Statens geotekniska institut 1-0804-0269.* Statens geotekniska institut, Sveriges geologiska undersökning, 46 s.
Streckeisen, A. L., 1974: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart. Vol. 63*, s 773–785.
Sundberg, J., Näslund, J-O., 2016: Thermal data for paleoclimate calculations from boreholes at Lake Vättern. SKB, P-16-03
Svantesson, S.-I., 1985: Beskrivning till jordartskartan Jönköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 59,* 171 s.
Svedlund, J.-O. & Daniel, E., 2008: Beskrivning till jordartskartan 6E Nässjö NV. *Sveriges geologiska undersökning K 121,* 13 s.
Triumf, C.-A., Persson, S. & Jelinek. C., 2018: PM – Geofysiska mätningar i Jönköping-Linköping. Intern rapport, SGU Dnr 423-1474/2018.
von Post, L., 1923a: Torvmarkskarta med beskrivning över områdena Hjo och Linköping. *Sveriges geologiska undersökning D 44 och 45,* 36 s.
von Post, L., 1923b: Torvmarkskarta med beskrivning över området Ulricehamn. *Sveriges geologiska undersökning D 34,* 75 s.
Påsse, T., 1988: Beskrivning till jordartskartan Varberg SO/Ullared SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 86*, 98 s.
Påsse, T. & Daniels, J., 2015: Past shore-level and sea displacement. *Rapporter och meddelanden 137.* Sveriges geologiska undersökning, 33 s.
SGU, 2018: Jordarter 1:25 000–1:100 000. *Sveriges geologiska undersökning*, (Produktbeskrivning). Hämtad från www.sgu.se.
Waldemarsson, D., 1979: Studier av deglaciationen inom Jönköpingsområdet. *I:* Knutsson, G. & Lagerlund, E., 1979: Projektgruppen för deglaciationsundersökningar på sydsvenska höglandet: Problem och undersökningsmetodik rörande deglaciationen i Sydsverige. *Lunds universitet, kvartärgeologiska avdelningen, Report 19,* 139–161.
Waldemarsson, D., 1986: Weichselian lithostratigraphy, depositional processes and deglaciation pattern in the southern Vättern basin, south Sweden. *Lundqua thesis 17*, 128 s.
Wik, N-G., Andersson, J., Bergström, U., Claeson, D. & Juhojuntti, N., 2007: Berggrundskartan Jönköpings län, skala 1:250 000. *Sveriges geologiska undersökning K 61.*
Wikström, A., 2009: Vätterns geologi. *Geologiskt forum 64.*
WSP Samhällsbyggnad, 2019: Markundersökningsrapport för Jönköpings Arena.

BILAGA 1. GEOLOGISKA SEKTIONER

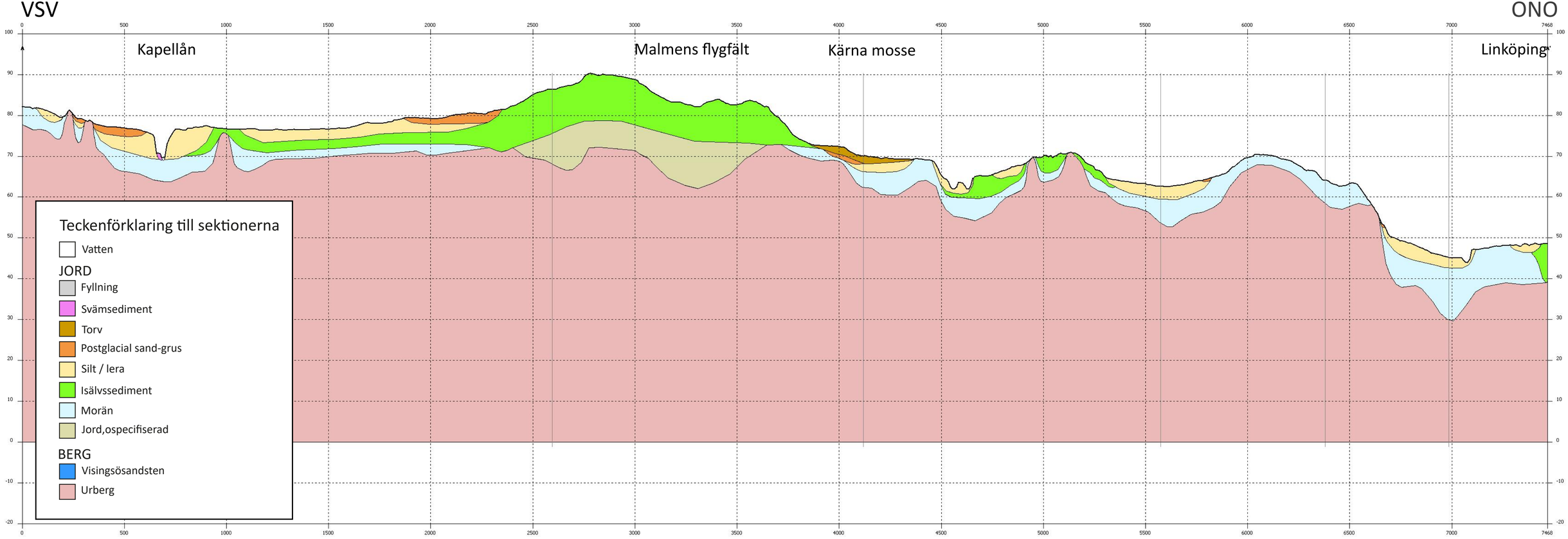
Sektion 1_Malmslätt-Linköping

Sektion 2_Taberg-Jönköping C

Sektion 3_Sandseryd-Huskvarna

BILAGA 1. GEOLOGISKA SEKTIONER

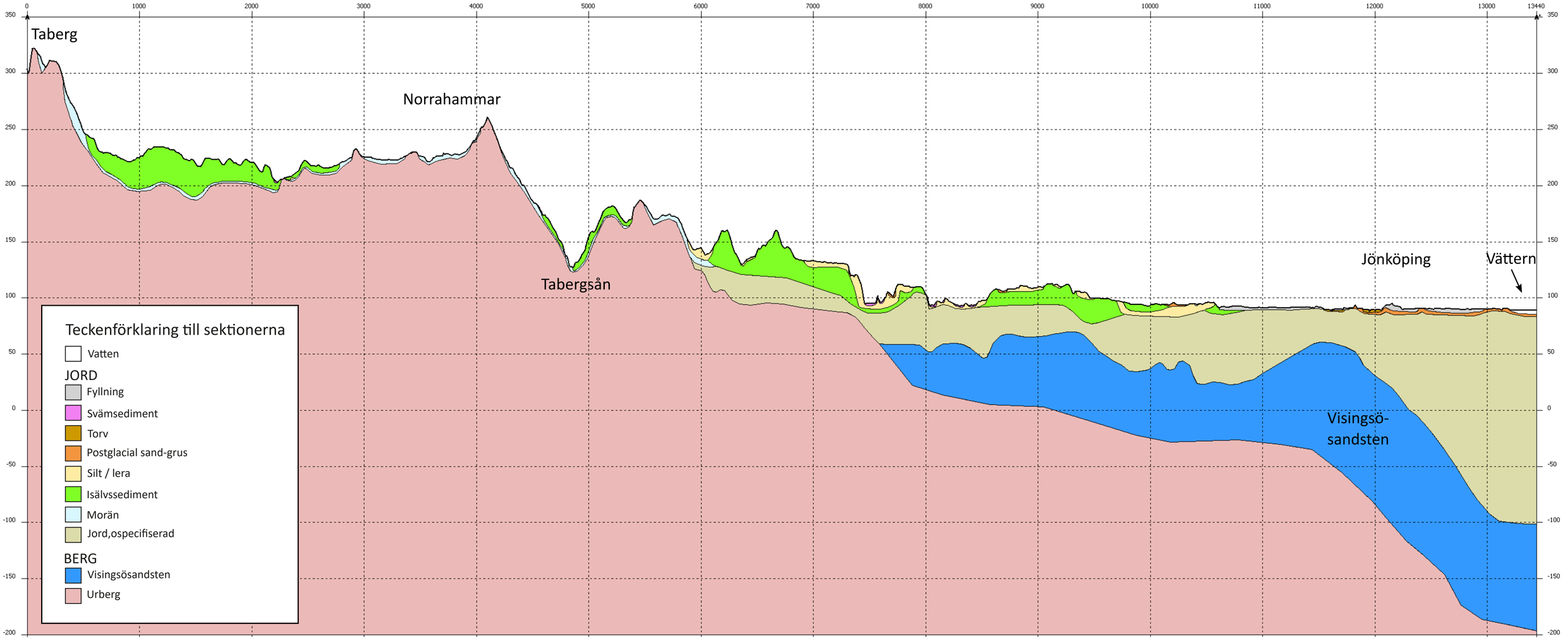
Sektion 1: Sydväst om Malmslätt - Linköping



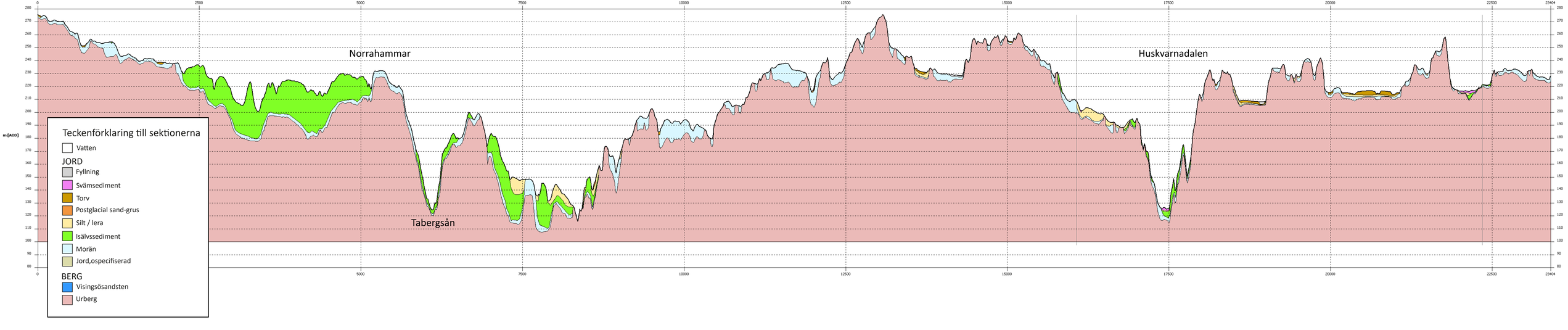
Sektion2: Taberg - Jönköping C

SSV

NNO



Sektion 3: Sandseryd - öster om Huskvarna

VSV

ONO