K 635

Beskrivning till jordartskartan
7D Ulricehamn NV

Otto Pile

DESCRIPTION TO THE QUATERNARY MAPS
7D Ulricehamn NV

SGU
Sveriges geologiska undersökning

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-458-5

Närmare upplysningar erhålls genom
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: kundservice@sgu.se
Webbplats: www.sgu.se

Omslagsbild: Moränblock och myrstackar sydväst Broddarp.
Foto: Christian Öhrling.

© Sveriges geologiska undersökning, 2019
Layout: Johan Sporrong

INNEHÅLL

Inledning **5**

Metodik **5**
Kartunderlag 5
Karteringsmetoder 5

Användningsområden **7**

Den geologiska utvecklingen **7**
Topografisk beskrivning av området 7
Berggrunden 8
Istiderna och jordarternas bildning 10
Huvuddragen av den senkvartära utvecklingen i området 11
Utvecklingen efter den senaste istiden 11

Beskrivning av jordarterna i området **11**
Isräfflor och isrörelser 11
Jorddjup 12
Berg i dagen 14
Tunt eller osammanhängande jordtäcke 15
Vittringsjord 15
Morän 15
Moränens ytformer 17
Glacialt strömlinjeformat landskap 17
Drumliner 18
Moränbacklandskap (kullig morän) 18
Ändmoräner 19
Moränens mäktighet och sammansättning 21
Moränens bergartsinnehåll 22
Moränens blockhalt 23
Moräntäckta sorterade sediment 23
Jordarternas blockhalt och jätteblock 24
Isälvssediment 25
- Flobyområdet 26
- Centrala stråket 28
- Östra stråket 28
- Solbergaåsen 29

Isälvsrännor och erosionsrännor 30
Glaciala finkorniga sediment, issjösediment 31
Glacial lera 32
Glacial grovsilt–finsand 32
Postglaciala sediment 33
Postglaciala organogena avlagringar 33
- Gyttjor 33
- Torv 33

Svämsediment 35
Källor 35
Talus 35
Kalktuff 35
Gammastrålning från marken 35

Geologiskt intressanta platser **35**

Summary **38**
Mapping methods 38
Bedrock and its morphology 38
Glacial lineations and ice flow directions 38
Thickness of the Quaternary deposits. 38
Till 38
Glaciofluvial deposits 39
Glacial clay, silt and fine sand 39
Postglacial sediments 39
Peat 39

Referenser **39**

INLEDNING

Kartläggningen av området 7D Ulricehamn NV genomfördes 2010–2016 och ingår i den insamling av lokal jordartsinformation som pågått från senare delen av 1900-talet och framåt. Projektledare var Otto Pile. Övrig medverkande SGU-personal var: Anders Backström, Nils Dahlberg, Mats Engdahl, Cecilia Karlsson, Fredrik Klingberg, Olof Larsson, Åsa Lindh, Lars-Eric Olander, Colby Smith, Sven-Erik Sundevall samt extrageologerna Sandra Dahlgren, Disa Rikhardsdottir och Christian Örling. Kartläggningen följde den tidigare bladindelningen av de topografiska kartorna enligt koordinatsystemet RT 90.

Olika delar av kartområdet har tidigare kartlagts av Fries (1867) och Munthe (1906a, 1906b) i skala 1:50 000 samt av Lindström (1898) i skala 1:100 000. Dagens kartbild ser delvis ganska annorlunda ut. I de äldre beskrivningarna finns många företeelser som vi idag tolkar på annat sätt än för 100 år sedan. De äldre beskrivningarna innehåller bl.a. foton och lagerföljder som endast undantagsvis behandlas i denna beskrivning. Därför kan det finnas skäl att i vissa sammanhang söka mer information från de äldre arbetena.

I samband med kartläggningen har en del information erhållits från brunnsborrningar i SGUs brunnsarkiv och genom geofysiska mätningar som gjorts under projekttiden. Geotekniska uppgifter har hämtats från Trafikverket samt Falköpings och Ulricehamns kommuner.

METODIK

Kartunderlag

Kartområdets utbredning motsvarar den indelning i RT 90-rutor som SGUs geologiska kartor tidigare följde. Kartläggningen har dock utförts i referenssystemet SWEREF 99.

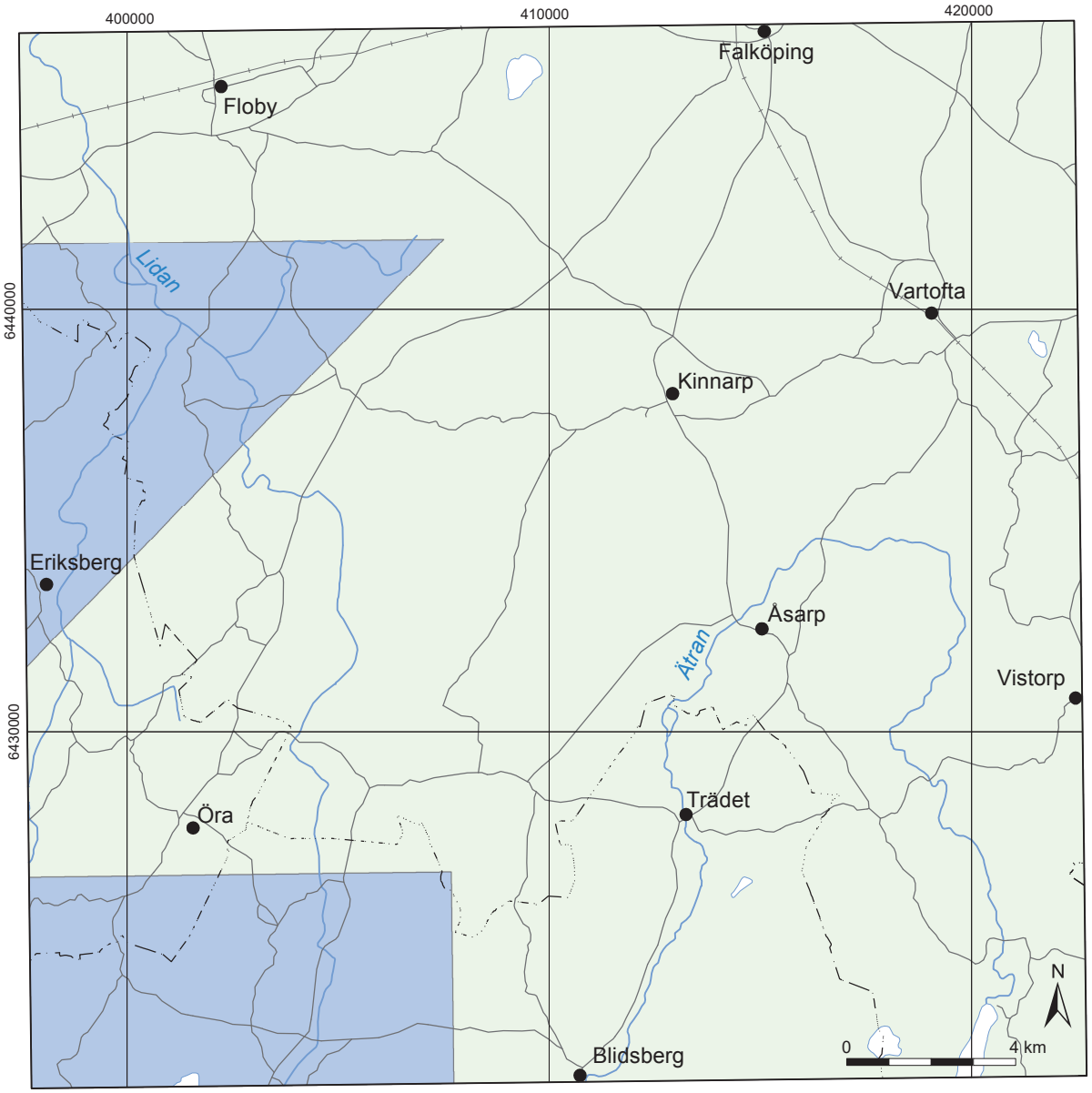
Den kartläggning som utförts på papperskartor har som karteringsunderlag i fält använt Lantmäteriets Fastighetskarta i skala 1:10 000 i färg draperad över Lantmäteriets nationella höjdmodell (NH). När kartläggningen gjorts med handdator har dessa två dataskikt utgjort grunden och de har vid behov kompletterats med ytterligare skikt, t.ex. digitala ortofoton. När karteringen påbörjades 2010 fanns inte NH tillgänglig varför en mindre yta karterades utan detta underlag. Denna yta har i efterhand kontrollerats med hjälp av NH med avseende på lägesnoggrannhet m.m. NH är framtagen genom flygburen laserskanning av markytan med en mycket hög lägesnoggrannhet.

Den insamlade informationen lagras i databaser. För att man lättare ska återfinna lokalnamn som används i beskrivningen följs lokalnamn i texten av koordinater i SWEREF 99 första gången de anges. För ortsnamn som återfinns i figur 1 anges inte koordinater.

Karteringsmetoder

Kartläggningen inom området har gjorts med olika detaljeringsgrad. 84 % har kartlagts på lokal nivå (SGU metod A). 16 % har kartlagts på regional nivå (SGU metod C), (fig. 1). Vid fältundersökningarna har huvuddelen kartlagts med tryckt kartunderlag och en mindre del med digitalt kartunderlag.

Den geologiska bilden för metod A är generaliserad för att passa skalområdet 1:25 000–50 000. Vissa företeelser, såsom berghällar och torvmarker, kan dock avgränsas med stor noggrannhet med hjälp av höjddata. Generellt eftersträvas en lägesnoggrannhet av 10–25 m. En allmän regel för generaliseringen är att kartbilden i möjligaste mån ska återge ett områdes allmänna karaktär. Det innebär t.ex. att vissa små ytor kan uteslutas, förstoras eller slås samman till en större yta. En flikig jordartsgräns kan jämnas ut. Inom områden med växlande jordarter redovisas som regel den jordart som dominerar. Ytor som är för små för att kunna redovisas ytriktigt redovisas i en del fall som punktobjekt, t.ex. små bergblottningar och blocksänkor. Jordartsytor med en diameter mindre än ca 25 m redovisas endast om de har stor betydelse för förståelsen av geologin, såsom bergblottningar och isälvsmaterial eller morän som sticker upp genom yngre avlagringar.



Figur 1. Fördelningen av de olika karteringsmetoderna inom området. Ytor som karterats på lokal nivå (SGU metod A) i grönt och ytor som karterats på regional nivå (SGU metod C) i blått. Den digitala kartinformationen lagras dels efter topografiskt kartblad, dels efter karteringsmetod.

The distribution of different mapping methods. Green areas have been mapped with higher accuracy, blue areas with lower accuracy.

Geologiska gränser är ofta diffusa och utgörs av övergångszoner i terrängen. Kartans gränser kan därför ge intryck av en noggrannhet som varken har täckning i karteringsmetodens noggrannhet eller den geologiska gränsens verkliga karaktär. Lägesfelen i avgränsningarna kan uppgå till 50 m. Det är därför viktigt att påpeka kartbildens ibland något översiktliga karaktär. För många användningsområden, t.ex. vid planläggning av anläggningsarbeten och vid olika riskbedömningar, krävs därför en mer detaljerad information.

Metodiken för metod C, regional kartering, medför att den geologiska bilden blir betydligt mer förenklad jämfört med metod A, lokal kartering. Eftersträvad lägesnoggrannhet på regional nivå är 50–100 m och den geologiska bilden är generaliserad för en presentationsskala på 1:50 000–1:100 000.

Den mest väsentliga skillnaden mellan metoderna är tidsåtgången i fält samt klassificering av jordarter. Vid lokal kartering sker kartläggningen huvudsakligen till fots och genomsnittlig karterad yta per dag

Tabell 1. Sveriges geotekniska förenings, SGFs, korngruppsskala (1981). De sorterade jordarternas benämning med hänsyn till dominerande kornstorlek. Morän, som är en i huvudsak osorterad jordart, kan benämnas grusig, sandig eller sandig–siltig beroende på sammansättning. Morän med en lerhalt överstigande 15 % benämns moränlera. Information om moränens sammansättning finns vanligen inte i databaserna.

SGF's grain-size distribution chart (1981). Classification of sorted sediments according to composition is named after the dominating fraction present. For mixed-grain tills the word till is used as the main term with modifiers (e.g. gravelly, sandy, sandy silty till). Till with a clay content in weight per cent of fines of 5% or more is named clayey till. Till with clay content in weight per cent of fines of 15% or more is named clay till.

Kornstorlek	0,002	0,006	0,02	0,06	0,2	0,6	2	6	20	60	600	mm
	Fin-silt	Mellan-silt	Grov-silt	Fin-sand	Mellan-sand	Grov-sand	Fin-grus	Mellan-grus	Grov-grus			
Ler	Silt			Sand			Grus			Sten	Block	

är 1–1,5 km^2. Vid regional kartering sker kartläggningen huvudsakligen med hjälp av bil, där jordarterna bestäms längs med vägnätet. Genomsnittlig karterad yta per dag är med denna metod 20–25 km^2. Klassificeringen vid regional kartering är väsentligt mer generaliserad jämfört med lokal klassificering. Exempelvis används beteckningen ”morän i allmänhet” vid regional kartering medan man vid lokal kartläggning bestämmer moränens sammansättning.

Jordarterna klassificeras med hänsyn till kornstorlek (tabell 1) och bildningssätt eller bildningsmiljö (t.ex. morän, isälvssediment eller svallsediment). Vid sammanställningen av kartdatabasen kompletteras fältobservationerna med ytterligare tolkning av relevanta dataskikt såsom nationella höjddatabasen (NH), digitala ortofoton, IR-färgbilder m.fl. Upplysningar om lagerföljder och mäktighet erhålls i befintliga skärningar samt genom sonderingar och geofysiska mätningar utförda av SGU under projektets genomförande. Denna information kompletteras med data från bl.a. SGUs brunnsarkiv och geotekniska utredningar. Ett antal prover av olika jordarter analyseras för kontroll av jordartsbedömningarna i fält, men också för beskrivningen av jordarterna. Karteringsresultatet ska, med vissa undantag, visa jordarten under det av odling påverkade skiktet, dvs. på ca 0,5 m djup. Uppgifter om lägesbestämda lagerföljder, räfflor, prover, foton m.m. finns lagrat i SGUs databas ”Jorddagboken”.

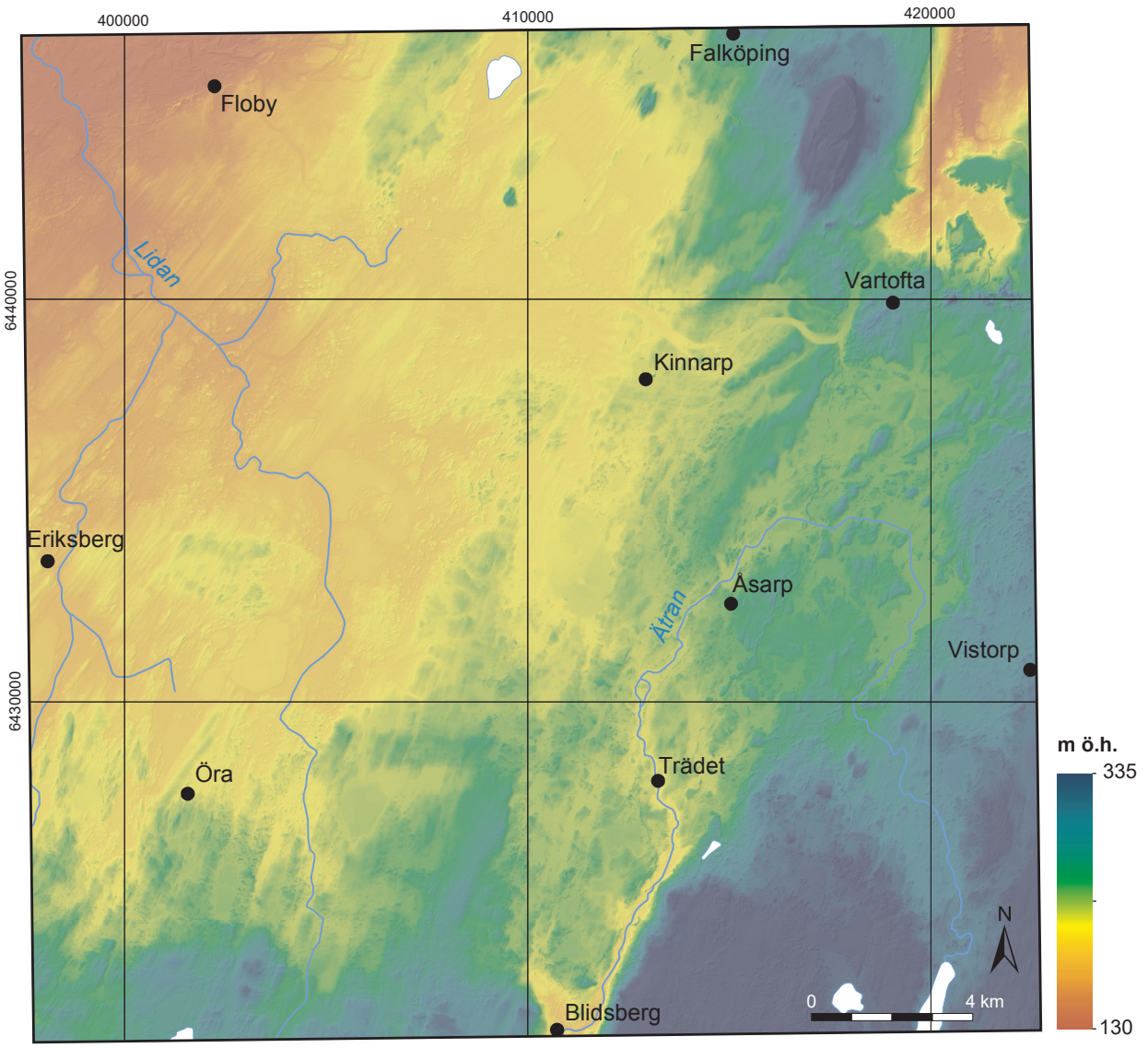
ANVÄNDNINGSOMRÅDEN

Den geologiska informationen i databasen och beskrivningen kan användas på många sätt som underlag för en hållbar utveckling av samhället. Exempel på användningsområden är underlag vid översiktsplanering och för markanvändningsfrågor, för bedömning av georisker såsom ras, skred och erosion, för planering av materialförsörjning, för avgränsning av grundvattenmagasin och sårbarhet för grundvatten och vid arbetet med klimatanpassning. Information om jordarternas fördelning och sammansättning är väsentliga för bedömning av deras egenskaper vid erosion och känslighet för ras och skred.

DEN GEOLOGISKA UTVECKLINGEN

Topografisk beskrivning av området

Kartområdet är beläget på en för södra Sverige relativt hög nivå. Terrängen höjer sig från de lägre liggande nordvästliga delarna, på en nivå av ca 130 m över havet (m ö.h.), till höjdområdet i sydöst med en genomsnittlig höjd av ca 260 m ö.h. Kartområdets högsta punkt, 335 m ö.h., utgörs av platåberget Ålleberg (6 444 500, 417 700) i nordost. Topografin inom kartområdet varierar relativt mycket. I grova drag skulle området kunna beskrivas ha en småbruten urbergsterräng i de södra och i stora delar av de östra delarna, medan de centrala och nordvästliga delarna är påtagligt flacka (fig. 2). Berggrunden utgörs av urberg som i den nordöstra delen täcks av sedimentärt berg. Den huvudsakliga sprickriktningen i urberget är



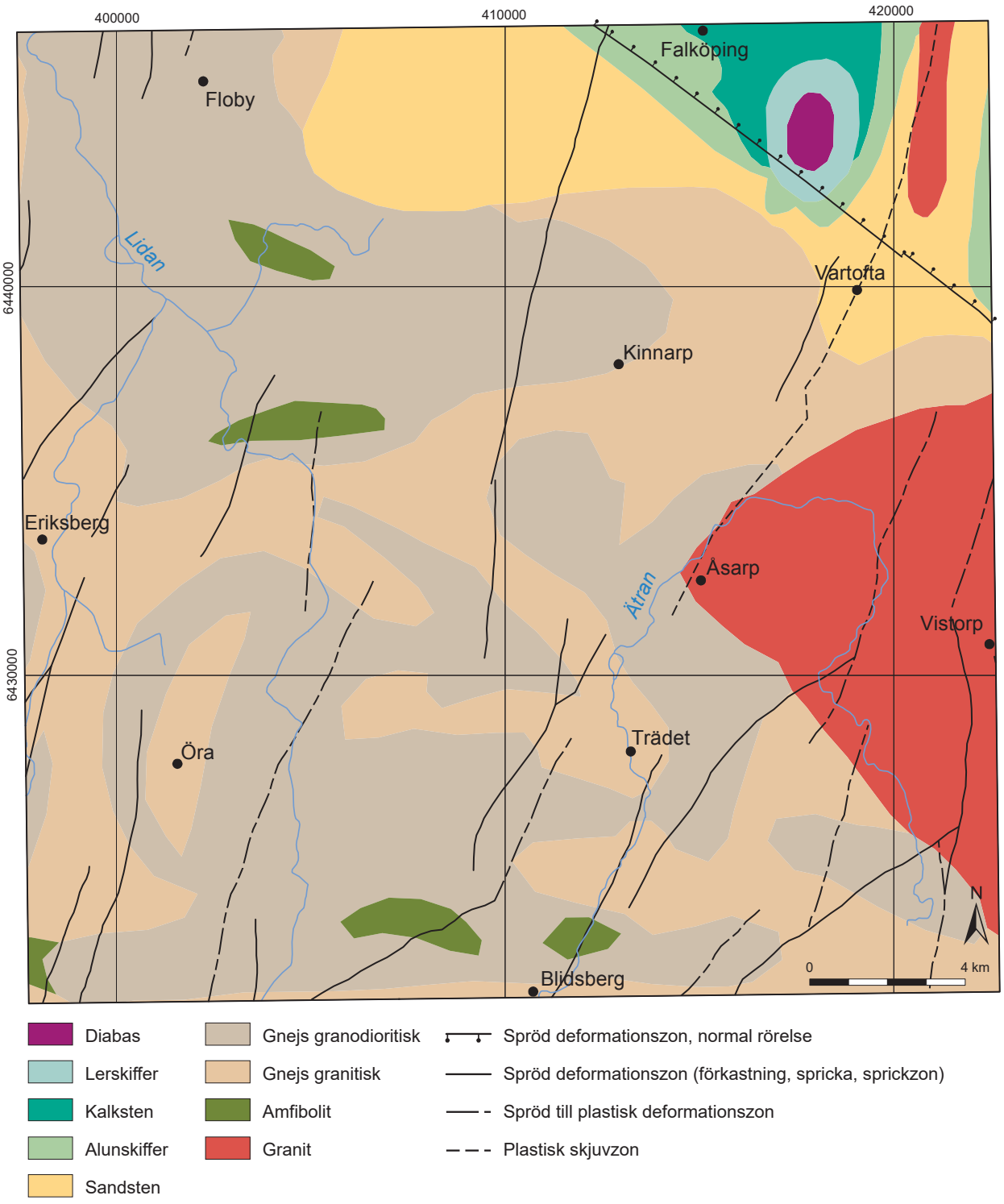
Figur 2. Höjdfördelning i meter över havet.
Elevation in the area.

nordnordostlig–sydsydvästlig och dessa sprickor återspeglas ibland i form av dalgångar eller lågområden i landskapet. I sprickdalarna är jordlagren generellt mäktigare. De största vattendragen är Ätran i sydöstra delen och Lidan i nordvästra delen.

Berggrunden

Berggrunden inom kartområdet domineras av kristallint berg som huvudsakligen bildades för ungefär 1,7 miljarder år sedan (fig. 3). Berggrunden har därefter omvandlats under den Svekonorvegiska bergskedjebildningen, för ca 1 miljard år sedan, då området täcktes av en mäktig bergskedja.

Merparten av kartområdet är jordtäckt och blottningsgraden är till följd av detta generellt mycket låg. Vissa områden har dock ett något tunnare jordtäcke och är därmed mer välblottade. Det kristallina berget består huvudsakligen av grå till röda, kraftigt omvandlade, bandade och migmatitiska gnejser med varierande sammansättning. Gnejsen bryts i ett stenbrott söder om Floby och används till ballast, framför allt för vägbyggnad. I den sydöstra delen av kartområdet dominerar röda, gnejsiga graniter.



Figur 3. Kartområdets berggrund.
The bedrock of the map area.

Över hela området förekommer mindre massiv och gångar av gabbro eller diabas. Billingen-Falbygdens sedimentära bergarter, vilka är en del av de västgötska platåbergen, påträffas i den norra och nordostliga delen av området. Dessa bergarter går i dagen endast på några få ställen men är ändå viktiga för landskapets karaktär. Ett välkänt område bestående av sedimentära bergarter med en diabaskappa på toppen är Ålleberg utanför Falköping.

Gnejsigheten varierar i riktning över området och följer en ost–västlig veckstruktur. Några större deformationszoner påverkar också området. Det är huvudsakligen spröda zoner och deras dominerande riktning är nordnordostlig. En tydlig nordvästlig förkastning skär också de sedimentära bergarterna i norra delen av kartområdet.

De sedimentära bergarterna är mycket karaktäristiska för Västergötland och höjer sig över det subkambriska urbergspeneplanet. Peneplanet utbildades under en lång period av erosion och vittring för omkring 600 miljoner år sedan. Erosionsförloppet har beskrivits av Lidmar-Bergström (2004). Utformningen av detta slättområde beror på att de processer som skapat rörelser i jordskorpan varit obetydliga i området under mycket lång tid, kanske 100 miljoner år. Under denna period vittrade berget ner till en helt flack, vidsträckt erosionsyta. I Västergötland är detta peneplan mer eller mindre intakt. För ca 550 miljoner år sedan svämmades peneplanet över av ett grunt tropiskt hav. De bergarter vi ser i platåbergen idag bildades i detta hav under tidsperioderna kambrium, ordovicium och silur. De sedimentära avlagringarna avslutades i silur för ca 400 miljoner år sedan. Platåbergens bildning har bl.a. beskrivits av Ahlberg m.fl. (2013) och Calner & Ahlberg (2011). Orsaken till att dessa mjuka sedimentära bergarter bevarats i platåbergen är att de täckts av en kappa av diabas. Diabasen har sitt ursprung i en magma som trängde upp genom urberget under perm, dvs. för ca 280 miljoner år sedan.

En förenklad lagerföljd genom Västgötabergen beskrivs här: Närmast urberget finns sandsten som är avsatt under kambrium. Sandstenen är överlagrad av alunskiffer som är mycket rik på organiskt material. Alunskiffern karaktäriseras också av ett högt uraninnehåll, vilket präglat området och gett förhöjda uranhalter i vissa jordlager. Alunskiffern har brutits för sitt uraninnehåll, dock inte inom kartområdet. Ordovicisk kalksten, vilken är en av våra vanliga byggnadsstenar överlagrar, tillsammans med lersten, alunskiffern. Några mindre kalkstensbrott påträffas i kartområdet. Lagerföljden avslutas med silurisk lerskiffer som kan ses på Ållebergs sluttning direkt under den täckande diabasen.

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 perioder av nedisningar, omväxlande med mellanistider (glacialer och interglacialer). Redan under neogenperioden, för 23–2,6 miljoner år sedan, blev jordens klimat successivt kallare. I slutet av perioden förändrades klimatet drastiskt med generellt betydligt lägre genomsnittlig temperatur, samtidigt som temperatursvängningarna ökade. Detta mönster blev sedan mer uttalat under kvartärtiden.

För ca 115 000 år sedan inleddes den senaste istiden, Weichselistiden. Med avbrott för kortare varmare perioder, interstadialer, varade Weichselistiden till för 11 700 år sedan. Jordarterna i Sverige har, med några undantag, avsatts under Weichselistiden eller under den efterföljande postglaciala tiden. Jordarterna som avsatts benämns glaciala respektive postglaciala jordarter.

Weichselisen 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 ett par kilometer mäktig. För 15 000–16 000 år sedan hade isen börjat smälta över södra Sverige. Fördelningen mellan land, vatten och is förändrades hela tiden genom samspelet mellan inlandsisens avsmältning, landhöjningen och havsytans förändring. För ca 10 000 år sedan var södra och mellersta Sverige isfritt och till ganska stora delar täckt av havet. Omkring 3 000 år senare var hela Sverige i stort sett isfritt.

Den högsta nivån till vilken havet nått, benämns högsta kustlinjen (HK). Kartområdet Ulricehamn NV är i sin helhet beläget över HK. Den nuvarande landhöjningen är ca 2 mm per år i området.

Inlandsisen har gett upphov till en mycket stor del av de 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 såväl delar av den uppspruckna berggrunden som äldre jordarter upp. Materialet krossades, transporterades och avsattes slutligen som jordarten morän, vilken utgör omkring 70 % av Sveriges landyta. Även de stora mängderna smältvatten från Weichselisen har gett upphov till en rad glaciala jordarter. Under den efterföljande postglaciala tiden har jordarter bildats och fortsätter bildas.

Huvuddragen av den senkvartära utvecklingen i området

För ca 13 400 år sedan började de sydvästra delarna av undersökningsområdet att smälta fram (Stroeven m.fl. 2016). Efterhand som isavsmältningen fortsatte förflyttades iskanten i nordostlig riktning och för ca 13 100 år sedan lämnade isen området. De ändmoräner som finns i kartområdets norra delar visar att det förekom kortare eller längre uppehåll i avsmältningen och även isframstötar. Denna zon med ändmoräner ingår i den s.k. Levenemoränen, se avsnittet *Ändmoräner.*

Isavsmältningen skedde på torra land och under den aktiva isen avsattes bottenmorän. Framför den aktiva iskanten låg i vissa områden en zon med stagnerad och dynamiskt död is, s.k. dödis, som till stora delar var täckt av moränmaterial. Moränmaterialet på och i dödisen smälte fram successivt och omlagrades till flytmorän. Slutresultatet av dessa processer är ofta morän med kulliga landformer. Även andra processer har bildat kulliga landformer, se avsnittet *Moränbacklandskap (kullig morän).*

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 och under isen. Det grövsta materialet avsattes som isälvssediment av sten, grus och sand i isälvstunnlar och vid isranden i form av rullstensåsar, deltan, sandur m.fl. former.

Många lågområden kom under isavsmältningens förlopp att vattenfyllas och bilda isdämda sjöar av varierande storlek. Avsättningsförhållandena i dessa sjöar kan antas varit tämligen kaotiska. I de större issjöarna avsattes med tiden finkorniga lugnvattensediment i form av silt och lera. När isen försvann tappades många av dessa issjöar och deras yta sjönk vanligtvis snabbt och erosionsrännor bildades i landskapet.

Utvecklingen efter den senaste istiden

Även under den senare postglaciala tiden har jordarter bildats, huvudsakligen organiska jordarter. I samband med att växt- och djurliv etablerade sig i sjöar i det isfria landskapet bildades gyttja som avsattes på många av sjöbottnarna. Dessa växte så småningom igen till kärr och mossar där det bildades torv. Längs med vattendrag som svämmade över bildades svämsediment av varierande sammansättning. Bildningen av torv och avsättning av svämsediment är processer som fortfarande pågår. Exempel på andra postglaciala jordarter inom kartområdet är vittringsjord och kalktuff. Även människan omformar landskapet genom t.ex. utdikning av sjöar och våtmarker.

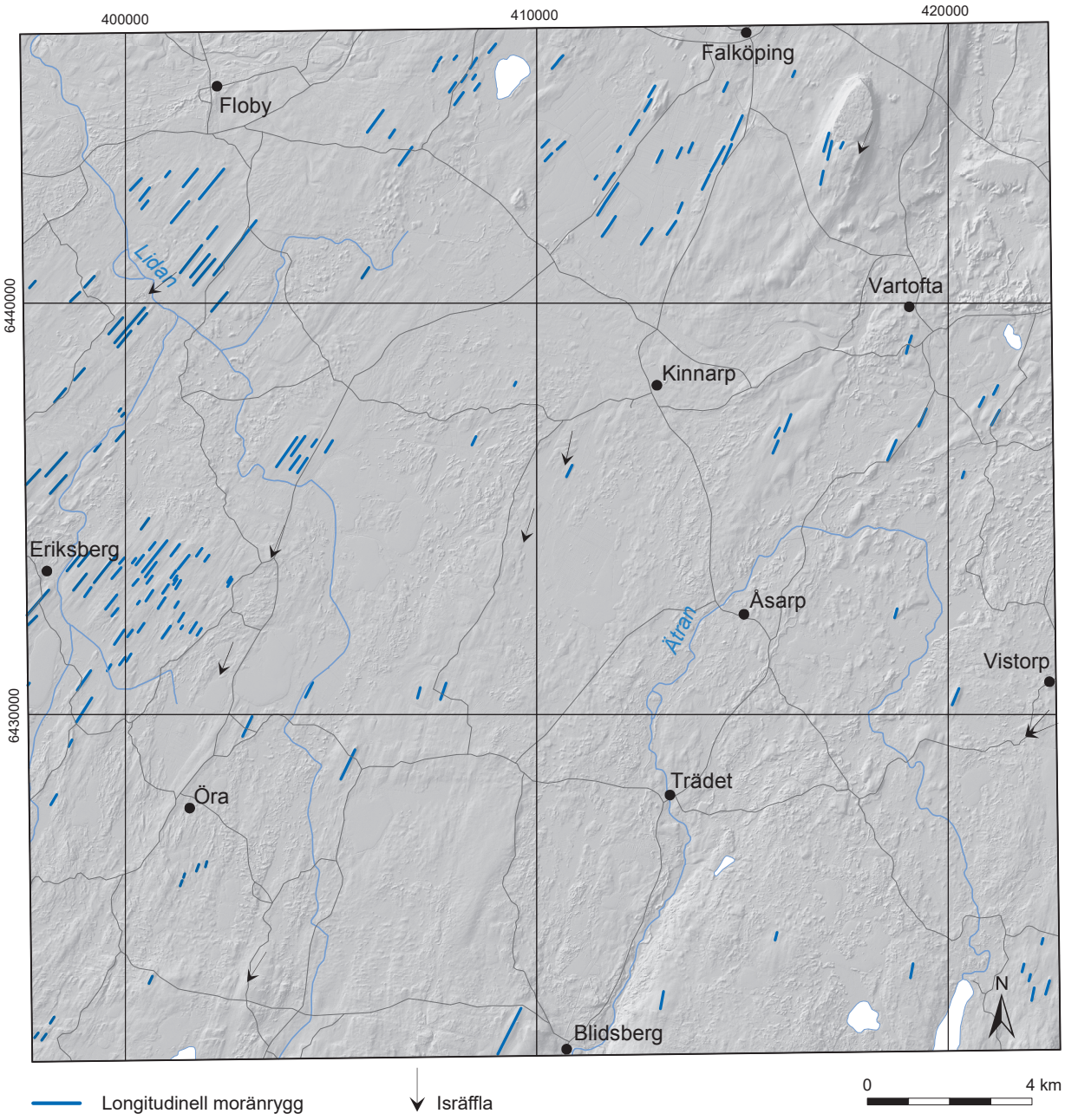
BESKRIVNING AV JORDARTERNA I OMRÅDET

Isräfflor och isrörelser

Moränmaterialet, dvs. bland annat block, sten och grus, i inlandsisens bottenzon, repade och slipade den underliggande berggrundsytan. Reporna, isräfflorna, visar isens rörelseriktning under ett visst skede av nedisningen, vanligen vid isavsmältningen. I SGUs kartvisare ”Isräfflor” visas isräfflornas orientering som en pil där spetsen på pilen markerar observationsplatsen. Räfflornas riktning anges i intervall om fem grader. Kartvisaren är en webbtjänst som finns på SGUs webbplats (www.sgu.se).

Endast nio observationer av räfflor har gjorts inom kartområdet, se figur 4. Orsaken till de fåtaliga observationerna är den relativt sparsamma förekomsten av berg i dagen i kombination med en ofta vittrad bergyta. De räfflor som hittats är nästan samtliga bevarade på nyligen frilagda eller av vatten frameroderade bergytor. Räfflorna är nordostliga till nordnordostliga, vilket överensstämmer med äldre kartläggningar i området.

Tolkningen av isrörelsens riktning utifrån de fåtaliga räfflorna har stora osäkerheter. Genom att kombinera samtliga glaciala lineationer (drumliner, strängar och isräfflor) i det glacialt strömlinjeformade landskapet (Peterson & Smith 2013), får man en betydligt säkrare tolkning av inlandsisens rörelse vid den senaste isavsmältningen. De glaciala lineationerna visar inom stora delar av undersökningsområdet



Figur 4. Glaciala lineationer (drumliner, strängar och isräfflor) ligger orienterade i en huvudriktning från nordnordost till nordost.
Glacial lineation (drumlins, flutes and striae) within the mapped area.

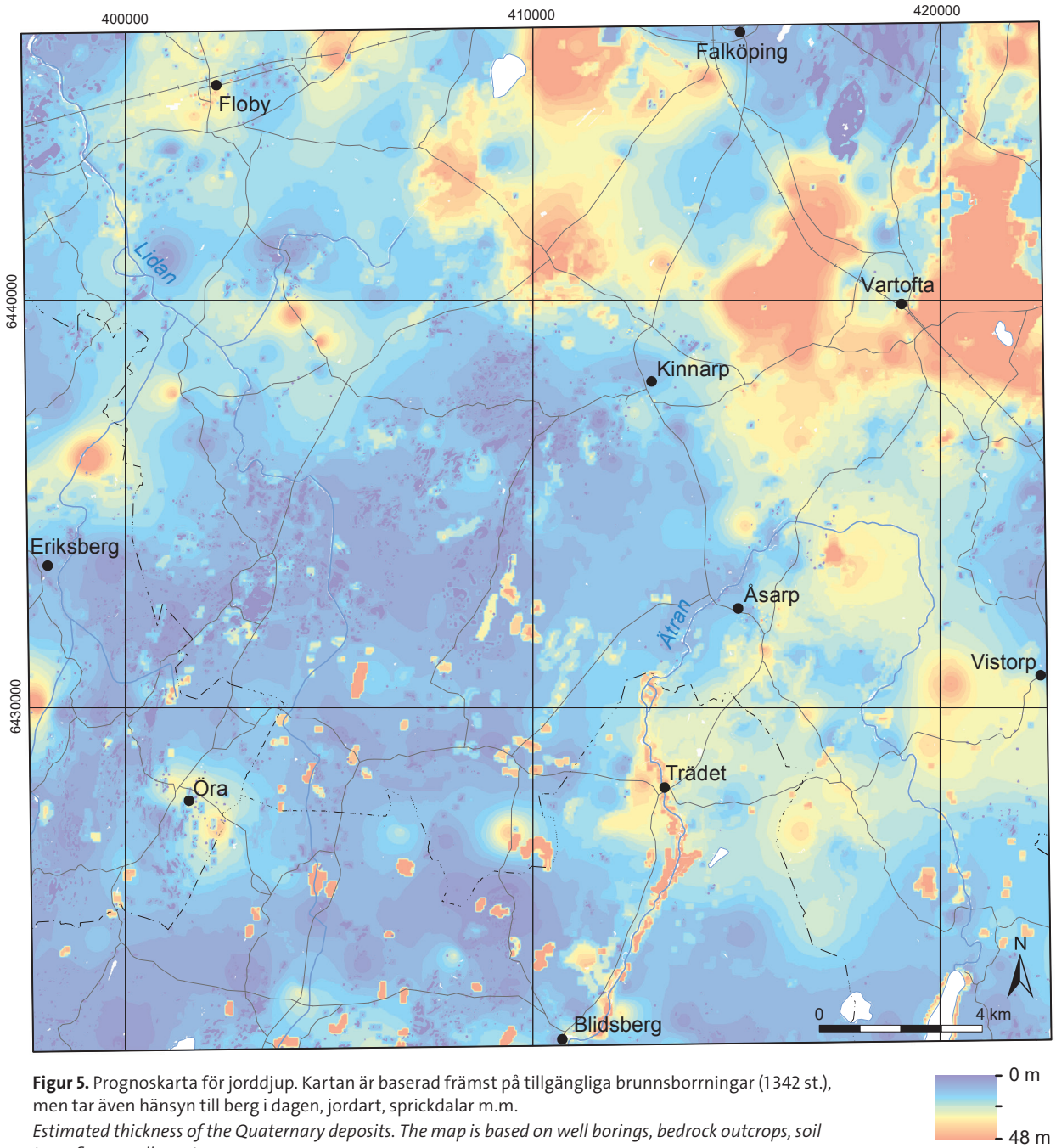
tydligt på en inlandsis som rört sig från nordost–nordnordost under avsmältningsskedet. Isfronten har också dragit sig tillbaka mot denna riktning. Den lokala topografin kan ge avvikelser från den dominerande riktningen.

Jorddjup

SGU har utvecklat en karttjänst för att visa prognoser över jorddjupet (Daniels & Thunholm 2014). Jorddjupsuppgifterna kommer huvudsakligen från SGUs brunnsarkiv. Inom kartområdet fanns det vid tillfället för jorddjupsmodelleringen (2016-09-30) 1 342 borrpunkter, vilka är relativt jämnt fördelade över området, med viss övervikt i tätbebyggda områden. Jorddjupskartan tar även hänsyn till berg i dagen,

jordart, sprickdalar m.m. Osäkerheten i modellen ökar med ökat avstånd från observationspunkterna. Om borrningar saknas i ett område kan man generellt anta att modellen visar för låga värden.

En översiktlig karta över jorddjupet inom kartområdet visas i figur 5. Av kartbilden framgår att de största jorddjupen finns i den nordöstra delen. Öster om Vartofta finns två sonderingar ned till berg som visar jorddjup på 47 respektive 48 m. Sonderingarna är gjorda strax nedanför Storkbackarna, vilka höjer sig som mest 50 m över platserna för sonderingarna, och det kan därmed antas att kartbladets största jorddjup uppgår till ca 100 m. Moränens mäktighet är störst i de östra och norra delarna av kartområdet. Jorddjupet i stråken av isälvssediment är generellt något större än i omgivande jordarter. Medeljorddjupet för hela området är drygt sex meter.

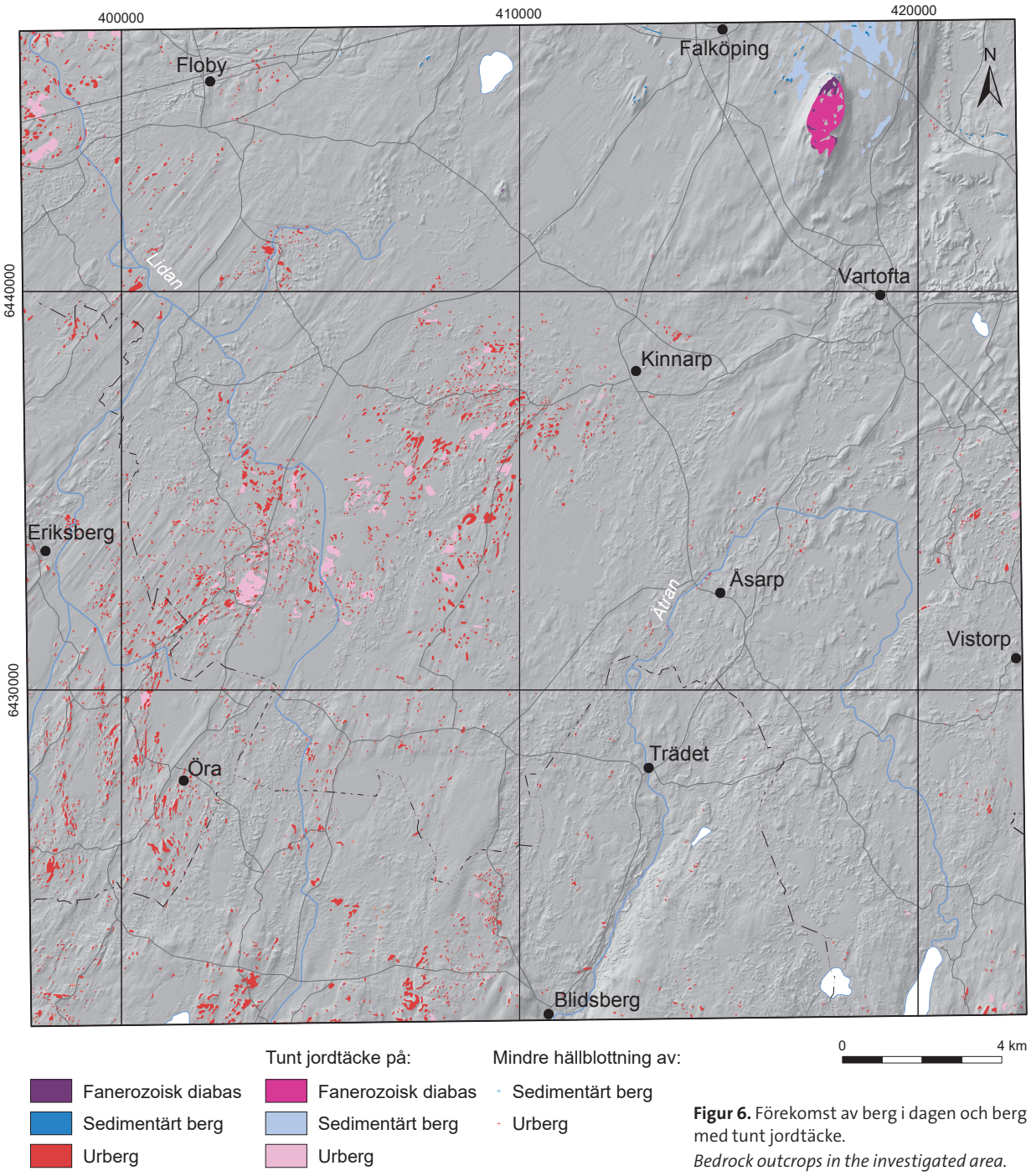


Figur 5. Prognoskarta för jorddjup. Kartan är baserad främst på tillgängliga brunnsborrningar (1342 st.), men tar även hänsyn till berg i dagen, jordart, sprickdalar m.m.
Estimated thickness of the Quaternary deposits. The map is based on well borings, bedrock outcrops, soil type, fissure valleys etc.

Berg i dagen

Beteckningen berg på jordartskartorna innebär att kalt berg dominerar inom ytan. Om ett område uppvisar flera små närliggande bergblottningar har dessa sammanförts till en yta. Små bergblottningar, mindre än ca 10 m i diameter, redovisas som punktobjekt med ett rött plustecken på kartorna. En yta karteras vanligen som berg i dagen om jorddjupet understiger 0,5 m.

Tre olika beteckningar för berg har använts inom kartområdet. På kartan skiljs det på hällblottningar som består av urberg, sedimentärt berg respektive fanerozoisk diabas (fig. 6).



Figur 6. Förekomst av berg i dagen och berg med tunt jordtäcke.
Bedrock outcrops in the investigated area.

Fördelningen av kalt berg är relativt ojämn inom området och inom stora ytor är avsaknaden av kalt berg påtaglig. Urbergsytor är vanligt förekommande i de centrala och västra delarna. Kalt sedimentärt berg finns sparsamt i de nordöstra delarna, företrädesvis i och i anslutning till platåberget Ålleberg. Uppe på Ålleberg finns kala hällar av fanerozoisk diabas. Diabas har även påträffats uppe på Tovarpa berg (6 442 440, 409 500). Diabasen här är inte kartlagd tidigare och dess ursprung väcker frågor då den är belägen på en betydligt lägre nivå, ca 110 m ö.h., än diabasen på Ålleberg.

Tunt eller osammanhängande jordtäcke

Beteckningen tunt eller osammanhängande jordtäcke på berg används i områden där berggrundsytans relief präglar landskapets former, men där jordtäcket är så pass omfattande att det inte är lämpligt att markera berg i dagen på kartan. Inom områden med osammanhängande jordtäcke finns små kala bergsblottningar i varierande grad. Beteckningen används vanligtvis för att beteckna berg med tunna moränlager.

De största områdena med tunna moränlager på berg finns uppe på diabasen på Ålleberg, på kalkstenen norr om Ålleberg samt på urberget i de centrala och sydvästra delarna av kartområdet (fig. 6). Tunna eller osammanhängande jordtäcken på berg kan ibland vara mycket svåra att kartlägga. De avgränsningar som har gjorts är därför osäkra. Det innebär att det på vissa ställen kan finnas områden som har betecknats med tunt jordtäcke på berg, men där moränen är mäktigare än vad geologen bedömt, medan andra områden kanske betecknats som morän, men borde ha kartlagts som tunt jordtäcke på berg. Avgränsningarna av tunna jordlager på kalkstenshällar har varit särskilt svåra eftersom jordlagrens former där inte på ett tydligt sätt bidragit till möjligheten att bedöma jordlagrens mäktighet. Det finns således både helt plana kalkstenshällar men också mer undulerande hällar som har draperats med ett tunt lager av morän. Ett kriterium för att spåra de tunna jordlagren har varit att se hur odlingsrösen eller stengärdsgårdar ser ut. Där dessa innehåller en stor andel plana kalkstensblock kan man anta att jordtäcket är relativt tunt. Höjddatamodellen ger en bra möjlighet att komplettera fältbedömningen.

Vittringsjord

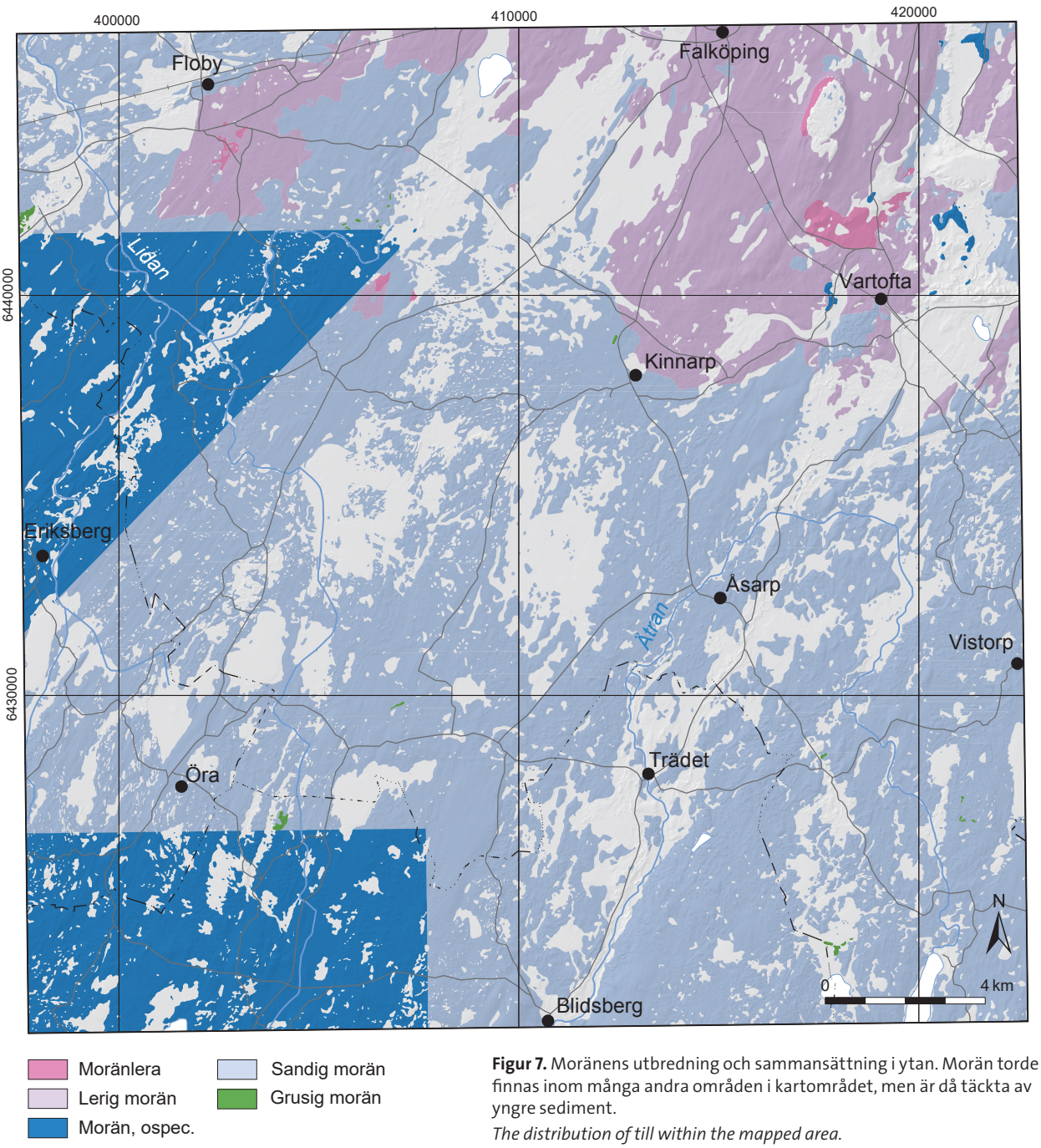
Vittringsjordar bildas genom kemisk och fysikalisk sönderdelning av berggrunden. Små ytor av vittrad berggrund har påträffats vid kartläggningen, men har inte markerats på kartan. Främst är det alunskiffern som vittrat och högsta frekvensen av ytor med vittrad alunskiffer finns längs sluttningarna och uppe i ytan på höjden väster om Aspelund (6 444 908, 413 202).

Grusvittrat urberg har påträffats vid ett fåtal platser, främst på hällar i närheten av Lidan i Gisslaredsområdet (6 445 813, 397 819).

Morän

Morän bildades genom att inlandsisen tog upp material från berggrunden och tidigare avsatta jordarter, transporterade det och krossade det samtidigt som små partiklar maldes ner till ännu mindre partiklar. Materialet avsattes som morän både vid bottnen av en aktiv is och genom framsmältning vid isfronten. 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. Moränen har mycket stor utbredning inom kartområdet, se figur 7. Drygt 70 % av jordarterna i markytan utgörs av morän, och den är därmed den klart dominerande jordarten.

Moränen kan bestå av alla kornstorlekar, från lerpartiklar till block, se tabell 1. Vanligen brukar den beskrivas som en osorterad jordart. Denna uppfattning är inte helt korrekt. Det beror på att man vanligen endast har analyserat kornstorlekar mindre än 20 mm och att morän inom detta kornstorleksintervall kan se osorterad ut. Genom att väga många stora partiklar i morän har Påsse (1996) visat att morän egentligen generellt består av två olika kornpopulationer, dels en finkornig population, som vanligtvis brukar beskrivas som moränens matrix och dels en grovkornig population, som mest består av sten eller



Figur 7. Moränens utbredning och sammansättning i ytan. Morän torde finnas inom många andra områden i kartområdet, men är då täckta av yngre sediment.
The distribution of till within the mapped area.

mycket grovt grus. Om man betraktar morän med utgångspunkt från denna bimodala sammansättning ser man att de olika populationerna faktiskt är sorterade. Den bimodala kornsammansättningen har uppkommit genom att det främst är partiklar i intervallet 2 till 20 mm som påverkas av krossningsprocessen medan det finkorniga matrixet istället bildas genom malning. En lång transport under isen innebär att ett stort antal partiklar hinner malas ner till en kornstorlek av ca 0,1 mm, dvs. finsand. Detta är den vanligaste kristallstorleken i de flesta bergarter. En lång transport innebär också att antalet gruspartiklar minskar i moränmassan. En lång transport innebär alltså att moränens matrix blir allt mer sorterat om man betraktar detta som en egen kornpopulation.

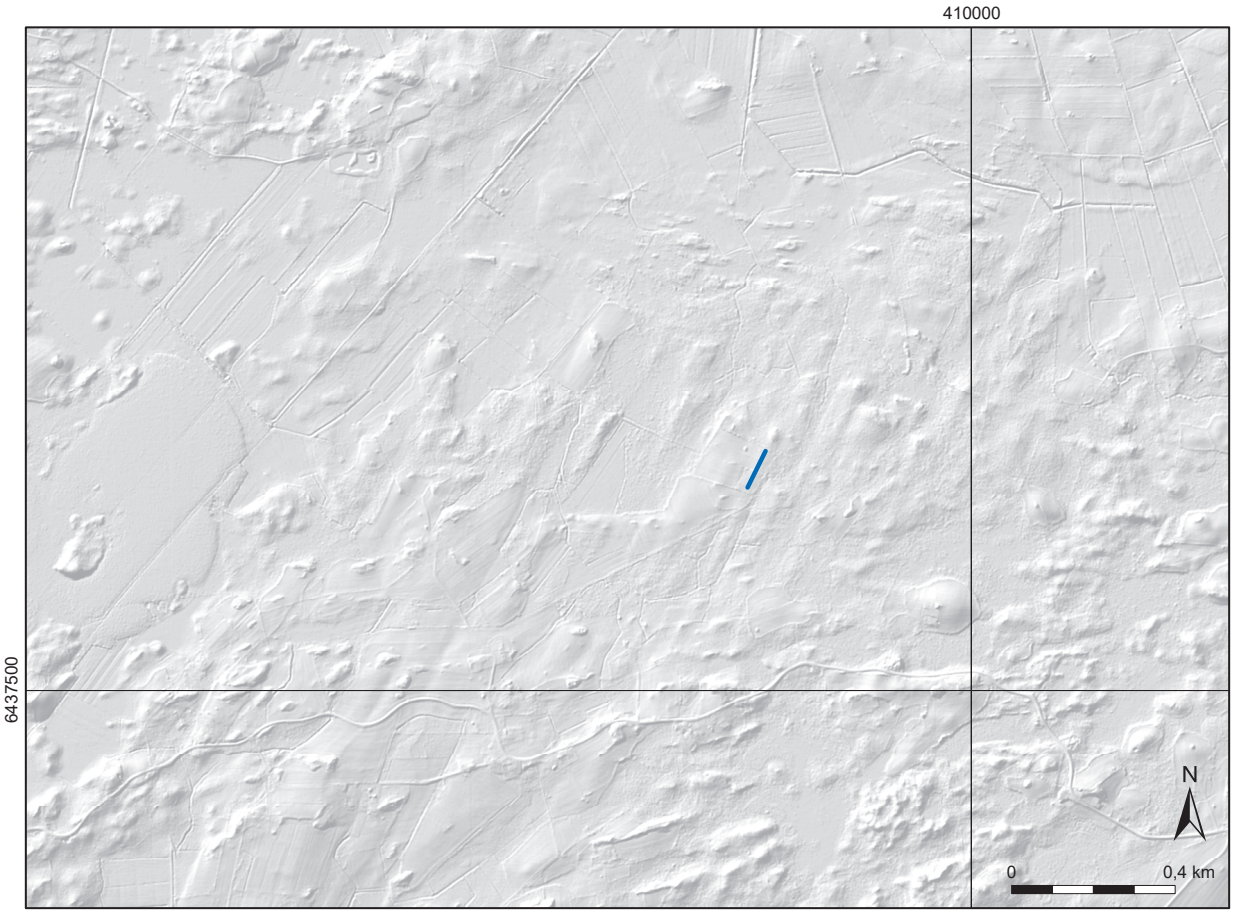
Vanligen ligger moränen direkt på berggrunden och påträffas normalt även under yngre, sorterade sediment. Det förkommer också att moränen underlagras av äldre sorterade jordarter, vilket är fallet på några platser inom kartbladet, se avsnittet *Moräntäckta sorterade sediment*.

Moränens ytformer

Följande typer av moränformer har identifierats och redovisas inom detta område: glacialt strömlinjeformat landskap, drumliner, moränbacklandskap och ändmoräner. Tillgången till nationella höjddatabasen har förändrat och kommer att förändra många tidigare slutsatser kring moränformernas tillkomst. Med tillgång till höjddatabasen ser vi ett stort antal ytformer som inte tidigare observerats.

Glacialt strömlinjeformat landskap

I många områden som i tidigare geologiska beskrivningar beskrivs ungefär såsom ”ett yttäckande relativt jämnt moränskikt där terrängens ytformer huvudsakligen styrs av berggrundsmorfologin” ser vi nu att det istället finns en tydlig glacial lineation som utgörs av ett ihållande mönster av låga och långsträckta ryggar, strängar (eng. *flutes*). Strängarna är ofta bara någon meter höga med varierande bredd. Denna bandning i isens rörelseriktning benämns glacialt strömlinjeformat landskap (Peterson & Colby 2013). Det strömlinjeformade landskapet är i många fall tydligt men skulle ändå kunna beskrivas som subtilt. Skälet är att ryggarna i vissa fall knappt syns i naturen men framträder med all tydlighet i höjddata (fig. 8). Gränsdragningen mellan strängar, vilka inte markerats på jordartskartan, och drumliner, vilka ritas ut, är inte exakt utan är en kombination av hur tydlig bildningen är i naturen samt presentationsskalan på kartan.



Figur 8. Exempel på glacialt strömlinjeformat landskap. En mängd små ryggar, strängar, dominerar. Den blå linjen representerar en mindre drumlin.
Glacial streamlined landscape. Blue line indicates a small drumlin.

Drumliner

Drumliner är strömlinjeformade ryggar av jord utsträckta i isrörelseriktningen, vanligtvis tio till ett par hundra meter breda. De har bildats subglacialt under en aktiv is. Drumliner kan ha bildats genom ackumulation, erosion eller genom en kombination av dessa processer. Förekomsten av drumliner är ojämnt fördelad men där de finns ligger de ofta i svärmar (fig. 4). Detta gäller såväl inom kartområdet som i övriga Sverige. Några av de mer iögonfallande drumlinområdena finns syd–sydväst om Floby (6 445 100, 402 100) och ost–sydost om Eriksberg (6 432 890, 397 980). Söder om Ålleberg finns ett antal mindre drumliner som antyder att isrörelseriktningen här har påverkats av det markant uppstickande platåberget. Stora drumliner förekommer även isolerade, exempelvis drumlinen väster om Blidsberg (6 421 976, 409 110) respektive väster om Öra (6 428 061, 401 323).

Moränbacklandskap (kullig morän)

Den kulliga moränen består av mer eller mindre regellöst orienterade och relativt tätt liggande kullar och ryggar. I moränbacklandskapet ingår även oregelbundet orienterade moränryggar. Det är inte ovanligt att den kulliga moränens sammansättning är grövre än den omgivande moränen. Ofta finner man dessutom en stor andel sorterade sediment i denna moräntyp, samt en hög blockhalt i ytan.

Det finns olika tolkningar till formernas uppkomst. En stor del av den kulliga moränen har avsatts i en 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.

Många gånger återfinns det kulliga moränlandskapet som stråk i lågområden, inte sällan i anslutning till åsar. Detta kan tolkas som att moränbacklandskapet huvudsakligen har bildats genom subglacial dränering (Öhrling 2017), dvs. vattenerosion under inlandsisen. Smältvattnet under isen har eroderat den morän som tidigare har avsatts under isen. Smältvattnet har, tillsammans med det eroderade materialet, hamnat i isälvar som i sin tur har byggt upp åsar. Det finns ytterligare ett antal förklaringsmodeller till moränbacklandskapets bildande, se bl.a. Benn & Evans (2010) och Johnson & Clayton (2003).

Moränbacklandskap är mycket vanligt förekommande inom undersökningsområdet och bildar ofta stråk i nordnordostlig till nordostlig riktning (fig. 9). Undantag utgör de större mer oregelbundna moränbacklandskapen i sydöstra delarna av området. Öhrling (2017) har gjort en jordartsmorfologisk kartläggning i området mellan Vänern och Vättern och denna kartläggning visar att stråken fortsätter söder och väster om undersökningsområdet.

Moränens sammansättning i kullarna i karteringsområdet varierar mellan sandig och grusig (fig. 10). Grusig morän är vanligare i kullarna än i den omgivande moränen och inslag av sorterad sand och grus förekommer. Stenar och block i och på moränen är i regel kantiga och generellt är blockhalten i ytan högre än i de omgivande moränerna, speciellt gäller detta i den sydöstra delen av området där det på några platser förekommer storblockiga kullar.

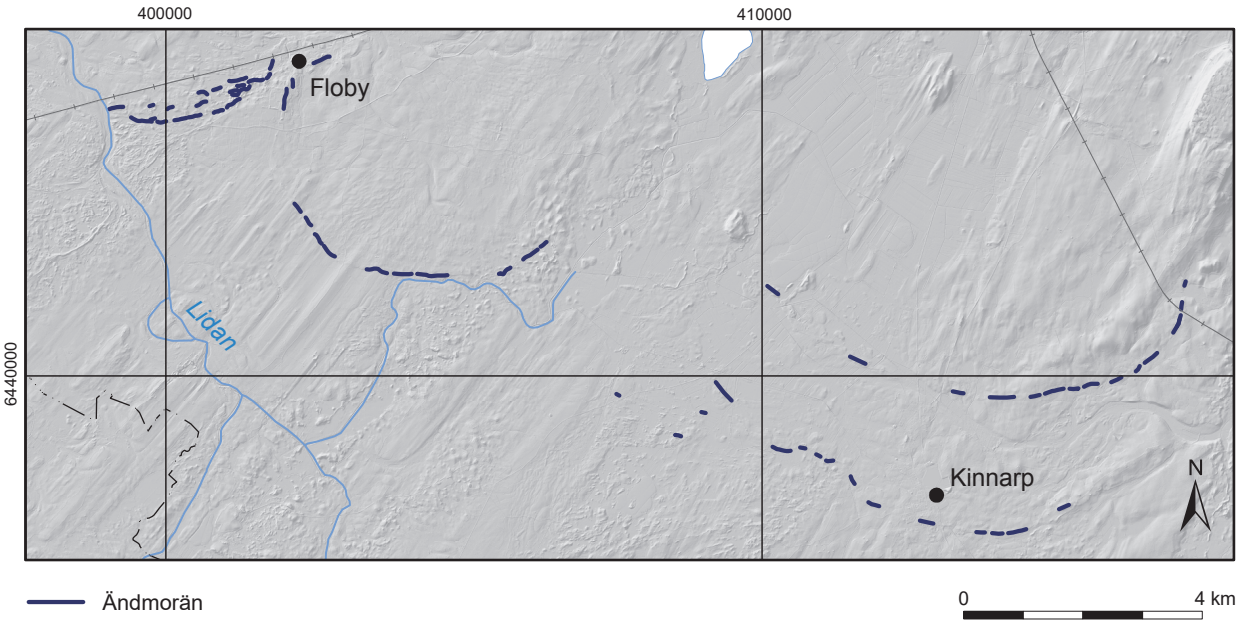
Vid Hällestad (6 442 018, 398 066) finns ett område med kullig morän med grusig sammansättning. Detta område är en nordostlig fortsättning på ett kulligt isälvssedimentsområde som återfinns på det intilliggande kartområdet Borås NO (Hilldén 1994), något som visar att det kan finnas gradvisa övergångar mellan isälvsediment och moränbacklandskap.

Figur 9. Moränbacklandskap inom kartbladet.
Hummocky moraine in the map area.

Figur 10. Skärning i kullig morän. Foto: Otto Pile.
Transect in hummocky moraine.

Ändmoräner

En absolut majoritet av ändmoränerna i kartområdet återfinns i en zon som börjar vid Lidan väster om Floby och sträcker sig till området nordost om Kinnarp (fig. 11), och ingår i det som benämns Levenemoränen. Levenemoränen är en randbildning bestående av en mängd större och mindre ryggar med varierande sammansättning och den kan spåras från södra Norge till Linköpingsområdet. Levenemoränen



Figur 11. Ändmoräner i området Floby-Kinnarp.
End moraines in the Floby-Kinnarp area.

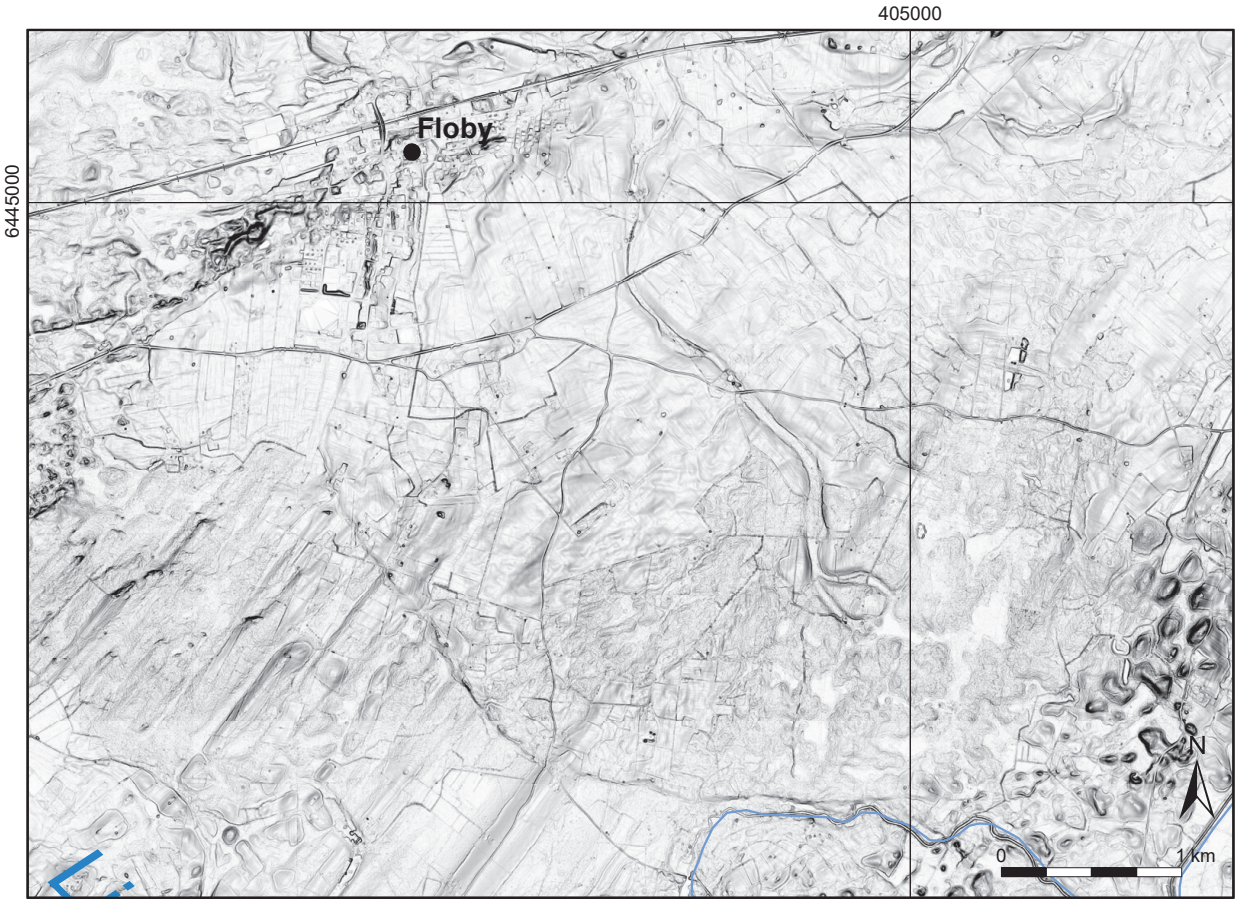
anses vara bildad för ca 13 200 år sedan (Stroeven m.fl. 2016) då inlandsisens avsmältning avstannade under en tid. I vissa områden gjorde isranden även en framryckning. Ändmoränerna i undersökningsområdet har olika karaktär vilket pekar på att det har varit komplexa avsättningsförhållanden i samband med Levenemoränens bildande. Ryggarna i Flobyområdet är ofta stora och en mäktig ändmorän återfinns väster om Floby samhälle. Många av de övriga moränryggarna i zonen är små samtidigt som de ingår i ett mer eller mindre lobformat mönster. Ett stort antal av de små moränryggar som ingår i loberna har inte noterats vid äldre kartläggningar, vilket sannolikt beror på att många av dessa ändmoräner knappt är urskiljbara i naturen. I höjdmodellen framträder de dock tydligt. Nedan beskrivs ändmoränerna från väster till öster.

Från Lidan och 2 km österut finns ett stort antal moränryggar, med varierande storlek och höjd, inom en ca 400 m bred zon. Området begränsas i söder av en ca 1,5 km lång, nästan kontinuerlig, moränrygg som byggts upp längs fronten av en stillastående is. Ryggarna inom denna zon består av sandig till något grusig morän.

Ungefär i höjd med Västtorp (6 444 411, 400 820) övergår de spridda ryggarna till en mer samlad, men betydligt större och mer komplex ändmorän, med en mängd tydliga ryggar och krön. På kartan betecknas denna del av avlagringen som ”morän omväxlande med sorterade sediment” och när en ändmorän har denna storlek brukar de även benämnas randmorän eller randbildning. En randbildning representerar en framryckning av iskanten eller en stillastående isrand under en längre tid. Vid framryckningen kan ryggarna bildas när tidigare avsatta sediment skjuts upp framför isfronten. Jordarterna i randbildningar kan därför vara mycket varierande. Randbildningen vid Floby domineras av morän och en okänd andel isälvssediment. Isälvssedimentet ger sig till känna bl.a. genom ett antal källor i avlagringen.

Vid kartläggningen bestäms jordarten vanligen på 0,5 m djup. Detta gör att det är svårt att bestämma randbildningens exakta utbredning De borrningar som finns i området ger viss information om vilka delar av bildningen som bör betecknas som ”morän omväxlande med sorterade sediment”, men randbildningens utbredning har huvudsakligen bestämts morfologiskt.

En tydlig moränrygg i sydlig riktning i Floby samhälle har en fortsättning i svagt utbildade ändmoräner i en tydlig lob som sträcker sig till Frugården (6 441 892, 405 868) (fig. 12). I figuren syns tydligt hur en yngre morän med en mäktighet på ca 2 m överlagrar ett äldre drumliniserat moränlandskap.



Figur 12. Ändmoränen ”Flobymoränens” utbredningsområde.
The end moraine ”Flobymoränen”.

Observera att höjdskillnaderna i figuren har förstärkts. Loben har sannolikt bildats genom att en mindre del av inlandsisen, som kan antas ha befunnit sig ungefär i höjd med överkanten i figur 12, svämmat ut (jmf. engelskans *surge*) i form av en islob. Framför isloben har sediment skjutits upp till ändmorän-ryggar. Den tunna yngre moränen har utsatts för betydande vattererosion som skapat erosionsrännor i den centrala och norra delen (se även avsnittet *Isälvsrännor och erosionsrännor*). Loben har undersökts mer ingående av Adolfsson (2012) och hon benämner den ”Flobymoränen”. Resultaten från undersökningarna visar att både den äldre och yngre moränen generellt har mycket likartade sammansättningar, sandig till siltig-sandig morän, med en tendens till något högre lerhalt i den äldre moränen. Den snarlika sammansättningen kan bidragit till att ändmoränen inte noterats i äldre kartläggningar.

De två svagt lobformade ändmoränstråken i Kinnarpsområdet är sannolikt bildade på samma sätt som Flobymoränen dvs. genom små lobformade isframstötar. Moräntäckta sorterade sediment har konstaterats vid Källedal (6 439 637, 417 828). Ändmoränerna i båda stråken är svagt utbildade, med undantag av två ryggar nordväst respektive sydost om Mönarp (6 441 040, 410 509). Generellt är ändmoränerna uppbyggda av samma morän som i omgivningen. Några undantag finns, såsom ryggarna vid Lagerstorp (6 437 351, 413 547) där en något grövre sammansättning och ökad blockhalt har noterats.

Moränens mäktighet och sammansättning

Moränens mäktighet varierar kraftigt inom kartområdet och det är svårt att ge en generell uppskattning av den. Det kan dock konstateras att mäktigheterna är större i den nordöstra delen samt att det på flera platser är stora jorddjup inom moränbacklandskapen. Inom dessa områden är det inte ovanligt med

moränmäktigheter på upp till 20 m. I den centrala och södra delen av området är mäktigheten generellt 3–5 m. De allra största moränmäktigheterna finns i området sydväst om Ålleberg. Medelmäktigheten är här ca 20 m med ett största jorddjup på 37 m.

Inom kartområdet har fyra olika moräntyper kartlagts baserat på kornstorlekssammansättningen i de lokalt karterade områdena: moränlera samt lerig–sandig, sandig och grusig morän. I de regionalt karterade områdena är all morän kartlagd som ”morän i allmänhet” (fig. 7). Variationerna i sammansättningen beror dels på vilka processer som varit aktiva när moränen avsattes, dels på vilka bergarter som ingår i moränen.

Moränlera finns på Ållebergs västsluttning och har sitt ursprung i platåbergets lerskiffer. Övriga moränleror i kartområdet domineras av fragment från den lägre liggande alunskiffern.

De två vanligaste moräntyperna inom kartområdet är sandig morän och lerig sandig morän. Skillnaden mellan dessa moräntyper är att en lerig sandig morän definitionsmässigt innehåller mellan 5 och 15 viktsprocent ler. 14 moränprover från norra delen av kartområdet har analyserats för kornstorlekssammansättning och resultaten visar att lerhalten i den sandiga moränen generellt ligger mellan 3 och 5 % och i den leriga runt 7 %. Detta innebär att det i fält kan vara mycket svårt att avgöra om det är en lerig sandig eller en sandig morän. Utbredningen av lerig sandig morän är starkt knuten till den sedimentära berggrundens utbredning i norra delarna av kartområdet medan sandig morän är den helt dominerande jordarten inom urbergsområdena. Diabasplatån på Ålleberg täcks till stora delar av tunna lager sandig morän.

Inom kartområdet, liksom i angränsande områden, är den sandiga moränen många gånger starkt sandig, dvs. att sand, huvudsakligen finsand, är den helt dominerande fraktionen i moränen. Denna sammansättning av moränen gör att den många gånger liknar sorterad sand och kan därför vara svår att särskilja från glacial sand med block i ytan, se avsnittet *Glacial grovsilt–finsand.* Då denna, vad fältgeologerna kom att beteckna som ”supersandig morän”, var en ny företeelse, har det med säkerhet blivit en del felaktigheter vid kartläggningen vad avser jordartsklassificeringen med avseende på sandig morän respektive glacial grovsilt–finsand med block, där den senare jordarten troligen är underrepresenterad i kartan.

Grusig morän har en mycket begränsad utbredning inom kartområdet. Jordarten återfinns framför allt i moränbacklandskapen och den största förekomsten av grusig morän finns nordväst om Häggryda (6 426 129, 404 343). Inom de regionalt karterade områdena särskiljs inte grusig morän från morän i allmänhet men jordarten har observerats i ett antal kullar i moränbacklandskapen.

Moränens bergartsinnehåll

Genom att undersöka bergartsinnehållet i moräner kan man uppskatta hur lång moränpartiklarnas transport har varit. Det mesta materialet har vanligen plockats upp relativt lokalt. Transporten av partiklar i isens bottenskikt är som regel endast ett par kilometer. Detta visar att moränavsättning vanligen sker nära isfronten. Mer långtransporterat material finns dock i en del moränavlagringar. I dessa fall antas materialet ha transporterats högre upp i isen.

Det finns många olösta frågor om hur morän av olika slag bildas. Detta gäller t.ex. krossning av berg, upplockning av äldre avlagringar, transport och avsättning. Eftersom det är enkelt att skilja platåbergens sedimentära bergarter från urbergets bergarter kan dessa frågor kanske belysas bättre i den här regionen än på många andra ställen. Gillberg (1965, 1967) och Engdahl (1997) har båda gjort omfattande petrografiska undersökningar av moräner i området. Mängden sedimentära bergarter minskar som väntat med avståndet från platåbergen men kan ändå spåras åtminstone så långt söderut som Göteborg.

I de äldre kartbladsbeskrivningarna (Munthe 1906 a, b) finns många analyser av bergartsinnehållet bland moränernas block och sten. Huvudmassan av moränavlagringarnas grövre material är som regel lokalt, men det innehåller också bergarter från avlägsnare platser. Bland dessa ”ledbergarter”, som visar vilken väg landisen tagit innan den nått kartområdet, finns bergarter bl.a. från Värmland och Dalarna, exempelvis Filipstadsgranit och porfyrer från Västerdalarna.

Figur 13. Exempel på blockrik yta på randbildningen vid Floby. Foto: Otto Pile.
Example of block surface area.

Moränens blockhalt

I samband med jordartsbedömningen i fält görs en bedömning av blockfrekvensen i moränens yta. Moränytorna delas normalt in i fyra klasser, från blockfattiga till storblockiga. Inom det karterade området är den största delen av moränen normalblockig. Inom moränytor som bedömts som normalblockiga kan dock variationen vara stor, från spridda till relativt tätt liggande block i olika storlekar. I den norra och nordöstra delen återfinns stora ytor med blockfattig morän, vilket kan förklaras med att moränerna här huvudsakligen har sitt ursprung från den sedimentära berggrunden. Blockrik morän återfinns företrädesvis i moränbacklandskapen, samt på randbildningen väster om Floby (fig. 13). Storblockig morän förekommer mycket sparsamt och enbart inom områden med småkullig morän såsom väster om Rosendal (6 424 355, 402 948) och vid Tången (6 435 034, 409 305).

Moräntäckta sorterade sediment

På grund av den komplexa utvecklingen vid isavsmältningsskedet ryckte isfronten, eller delar av den, vid några tillfällen fram över områden som tidigare smält fram ur isen. I en del fall innebar det att de nyligen avsatta jordarterna omlagrades till nya avlagringar. Eftersom dessa jordarter transporterats av inlandsisen kan de betraktas som moräner, och sammansättningen på dessa moräner kan vara av mycket varierande karaktär. Allt från att ha en sammansättning som är mycket lik den jordart som överskridits till att ha en mer typisk moränsammansättning. I de nordostliga delarna av kartområdet finns ett flertal tydliga

Figur 14. Lerig–sandig morän på issjösand. Foto: Otto Pile.
Till on icelakesediment.

exempel på moräner som avsatts på äldre sorterade sediment. Mellan Köparegården (6 442 225, 420 440) och Väråsen (6 441 066, 421 222) överlagrar moränen isälvsediment inom relativt stora ytor. Även väster om Östgötagården (6 446 142, 421 766) finns ett stort område med morän på sorterade sediment.

I norra delen av denna yta finns en liten skärning med morän på grusigt isälvssediment. 500 m söder om denna plats finns ytterligare en skärning som visar att moränen här överlagrar ett sandigt issjösediment (fig. 14). Inom denna del av kartområdet går det många gånger i fält inte att bedöma huruvida moränen är avlagrad på berggrunden eller på äldre sorterade sediment. Finns det inga borrningar med jordartsbestämningar, eller tydliga morfologiska indikationer, kartläggs området som morän. Jorddjupet kan ibland indikera om det rör sig om morän på sediment. Exempelvis finns det två borrningar på den flacka ytan vid Marieberg (6 440 005, 419 777) med djup på 40 respektive 47 m. Dessa stora jorddjup, i kombination med topografin och närheten till isälvssediment, tyder starkt på att det återfinns äldre sediment under den täckande moränen.

Jordarternas blockhalt och jätteblock

I samband med klassificeringen av jordarterna i fält görs även en bedömning av blockfrekvensen i markytan. Moränytorna indelas i fyra klasser: blockfattig, normalblockig, blockrik och storblockig. Förhöjd blockhalt i moränen kan ha flera orsaker. Moränen kan vara avsatt primärt med en högre blockhalt eller med stora block. Orsaken kan vara att moränen är korttransporterad och blocken har därmed inte krossats i isen innan avsättning. Anledningen kan också vara att blocken har bestått av bergarter som är hårda och motståndskraftiga mot nednötning och krossning. Moränen kan ha eroderats av kraftiga vattenflöden och kvar kan då bli ett område med blockrik morän. Ibland kan det vara svårt att avgöra om moränen är avsatt blockrik eller om moränen genom vattenerosion fått denna markyta. Främst gäller blockhaltbedömningarna moräner men beteckningarna förekommer även inom områden med andra jordarter.

Ett riktvärde vid kartläggningen av jätteblock, dvs. flyttblock, är att volymen av blocken bör överstiga 100 m^3 för att blocken ska markeras på kartan. Ofta har dessa flyttblock förknippats med sägner eller utnyttjats som gränsstenar. Ett drygt tiotal stora block har markerats på jordartskartan, exempelvis nordost om Ekehagens fritidsby (6 433 760, 415 276) (fig. 15).

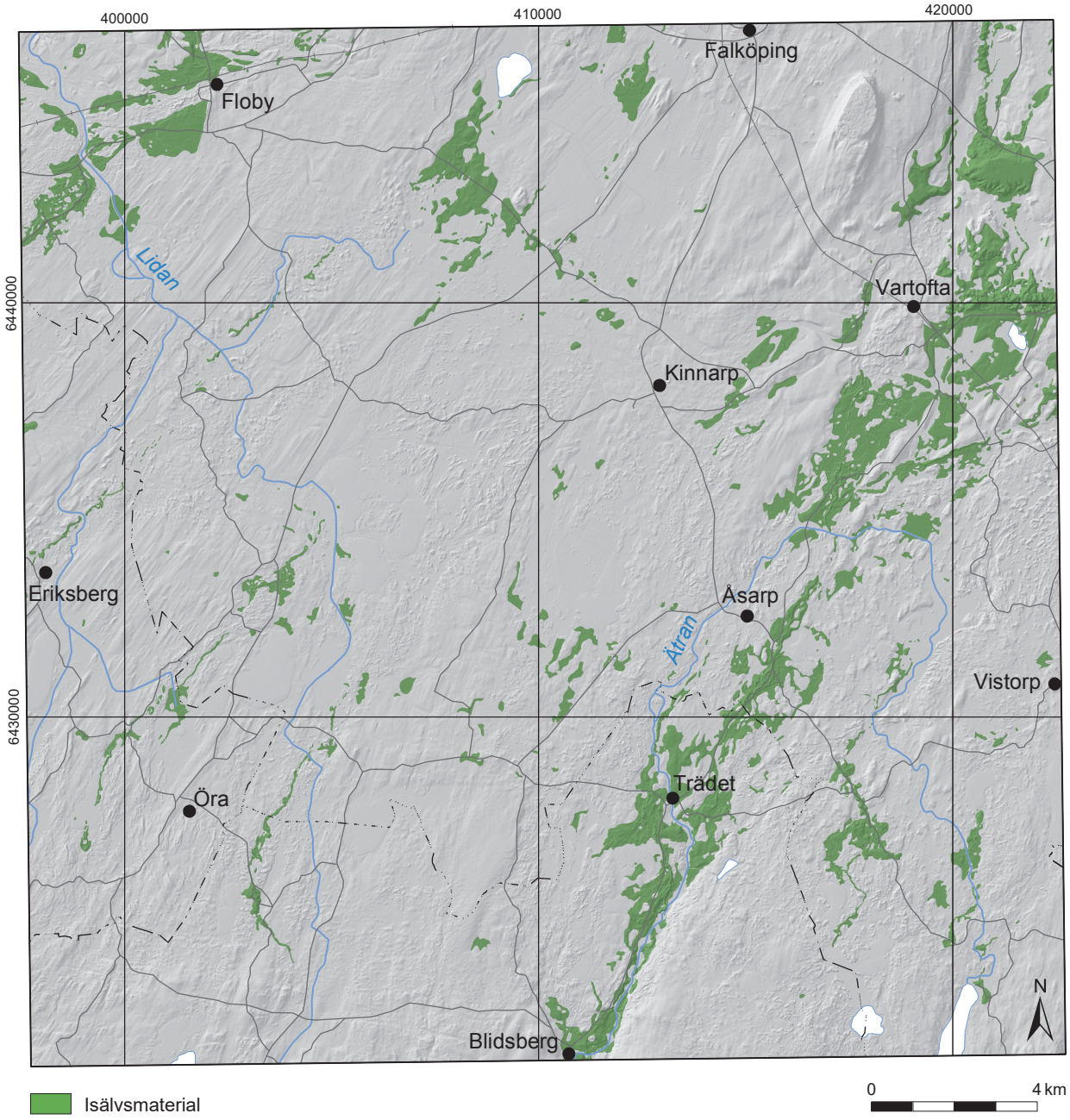
Figur 15. Ett stort block som fallit sönder i mindre delar. Foto: Fredrik Klingberg.
An isolated large boulder.

Isälvssediment

Isälvssediment består av block, sten, grus och sand som har 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 ofta är sorterat efter kornstorlek i olika skikt och lager samt att partiklarna är avrundade. Övergångsformer till morän förekommer också.

Vid israndens successiva avsmältning bildades mer eller mindre sammanhängande isälvsavlagringar som består av sorterade sediment med växlande sammansättning.

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 sjö eller hav. Sandurfält är flacka sand- och grusavlagringar avsatta framför isfronten över havs- eller sjöytan. Lateralterrasser bildas i en isälv eller sjö uppdämd av is mot en sluttning. Kamebildningar är oregelbundet formade ryggar eller kullar, avsatta i kontakt med en smältande inlandsis. Isälvseroderade områden utgörs av platser där isälven eroderat större ytor, men där en detaljerad uppdelning i exempelvis morän, isälvsgrus och hällar inte medges av kartans upplösning. Isavsmältningen har skett under ganska speciella förhållanden inom den norra delen av kartområdet, något som har skapat speciella avsmältningsmiljöer. Genom den långsamma avsmältningen i samband med Levenemoränens bildande påverkades landskapsutvecklingen även av landhöjningen. Utbredningen av isälvsedimenten visas i figur 16.



Figur 16. Isälvssedimentens utbredning.
Glaciofluvial deposits within the mapped area.

Isälvsavlagringarna kan delas in i fyra områden: Flobyområdet, Centrala stråket, Östra stråket samt Solbergaåsen. Den totala ytan av isälvsediment utgör ca 8 % av det undersökta området. Naturgrusförekomsterna inom området har senast inventerats i Ulricehamns kommun av Hilldén (1982), i Falköpings kommun av Ahlin (1982) samt i Herrljunga kommun av Hilldén (1991).

Flobyområdet

Under den långsamma isavsmältningen kom smältvatten att rinna över framsmälta landområden under relativt lång tid. Vattnet förde säsongsvis med sig stora mängder sten och grus som avlagrades som sandurfält en bit utanför isfronten. Det kalla klimatet påverkade landskapsutvecklingen genom att den

framsmälta landytan utgjorde en tundra med ständig tjäle i marken. Detta kan ha påverkat uppbyggnaden och formen på sandurfältet söder och sydväst om Floby (fig. 17), eftersom smältvatten från inlandsisen ofta transporterades uppe på den tjälade markytan. Vattnet har alltså inte kunnat tränga ner i de grovkorniga sedimenten.

Sandurfältet är i dess östra del huvudsakligen uppbyggt av grusig sten och övergår successivt till stenigt grus åt väster. Störst mäktighet har sandurfältet i sin nordöstra del där sedimenten bedöms vara 3–4 m mäktiga.

Ungefär i höjd med Hulegården (6 444 059, 400 383) övergår det flacka sandurfältet till ett område med betydligt mer komplex karaktär. Kullar av morän och grovt isälvssediment tillsammans med en ås bildar här ett vackert landskap. Områdets moränbacklandskap har sannolikt formats genom subglacial erosion innan sandurfältets bildning och har därefter till stora delar kommit att täckas av grova isälvssediment. De rikligt förkommande isälvrännorna i den centrala delen har bildats av det smältvatten som rann över området i samband med sandurfältets uppbyggnad och en tid därefter. Smältvattnet rann inledningsvis mot sydväst och eroderade delvis landskapet ytterligare men i samband med att isen smälte av från området, dränerades istället smältvattnet mot nordväst, i nuvarande Lidans sträckning.

Vid Buckarp (6 444 281, 398 792) finns ytterligare ett sandurfält, huvudsakligen uppbyggt av grus och sten, vars östra del delvis har omlagrats av vattenflöden i sen- och postglacial tid och därför klassas som älvsediment på kartan.

Norr om och väster om Floby finns grova isälvssediment som delvis helt har eroderats bort av vattenflöden. Ett tydligt exempel på detta är den spolade blockiga moränytan i norra Floby. Den norra avlagringens största konstaterade mäktighet återfinns i de centrala delarna, med ett största djup på drygt 12 m.

Figur 17. Sandurfältet söder om Floby består av grusig sten, vilket de många stenrösena vittnar om. Foto: Otto Pile.
The sandur south of Floby consists of gravely stones.

Centrala stråket

I den södra delen av detta stråk finns tre små nästan parallella åsar i nordnordostlig riktning, vilket visar isrörelseriktningen då inlandsisen smälte av från området. Den ringa storleken på åsarna innebär att täktverksamheten i dessa varit sparsam, och mestadels utgörs av små husbehovstäkter. Generellt är åsarna uppbyggda av grusigt isälvsediment. Den östligaste av de tre åsarna ändrar riktning vid Kärråkra (6 425 704, 403 109) och åsen utgörs österut av en randås, en ås bildad längs isranden, dvs. mer eller mindre vinkelrätt mot isens rörelseriktning.

I den norra delen av det centrala stråket är isälvsavlagringarna av en annan karaktär och bildar här stora flacka fält. Det finns två åsstråk i området, vilka kan korreleras till de två västliga åsarna beskrivna i förgående stycke. Materialet i fälten består huvudsakligen av grusig sand.

Östra stråket

Det mest framträdande stråket av isälvsmaterial sträcker sig över hela kartområdet från Blidsberg i söder till områdeskanten i norr och har mycket varierande former och materialinnehåll. I söder följer isälvssedimenten Ätrans dalgång och från Blidsberg upp till Trädet finns det på nästan hela sträckan en ås som huvudsakligen omges av sandigt grus och grusig sand, i vissa fall utbildade som tydliga lateralterasser. Från Trädet och norrut återfinns två nästan parallella åsar i vilka det tidigare har bedrivits betydande täktverksamhet och delar av åsarna är helt utbrutna. Den västra av dessa två fortsätter ca 5 km mot norr innan den försvinner. Den omges av fält som domineras av sand. Den östra, Smulaåsen, (fig. 18) går att

Figur 18. Smula ås strax norr Ätran. Åsen utgör här ett naturreservat. Foto: Fredrik Klingberg.
Smula esker just north of river Ätran.

följa flera mil åt norr och är delvis avsatt som naturreservat. Materialet som kringgärdar åsen är generellt grovt och domineras av grus. En vattentäkt söder om Åsarp vittnar om att avlagringen är ett betydande grundvattenmagasin.

Drygt 500 m norr om Ätran, vars sträckning här grävdes om i slutet på 1800-talet för att förhindra översvämningar längs den ursprungliga åfåran, delas Smulaåsen upp i två åsar, en nordlig och en nordostlig. Den nordostliga åsen fortsätter till kartområdeskanten i öster och övergår strax därefter till ett åsnät. Materialet i åsens närområde domineras av sandigt grus. Materialet längs den norrgående Smulaåsen domineras fortsatt av grus ytterligare 1 km. Där blir åsen mer fragmenterad och omges av ett stort fält av finsand. Denna sand har avsatts i en issjö och skulle således även kunna benämnas issjösand. Strax norr om detta fält återfinns en i ytan moränliknande randås i anslutning till Smulaåsen. Några hundra meter norr härom försvinner Smulaåsen. Ytterligare ca 500 m norrut finns ett område med åsliknande partier. Delar av denna avlagring är täckta av morän, vilket har konstaterats i en skärning intill vägen vid Källedal. En isframstöt har här troligen utjämnat Smulaåsen och avlagrat morän på denna. De stora fält av isälvsmaterial som sträcker sig från Åkerholm (6 436 880, 418 407) till Vartoftasjön i nordost är huvudsakligen uppbyggda av sand, men det förekommer på många platser mindre ytor av grövre material, varför ytan är kartlagd som isälvsmaterial i allmänhet. Dessa sandfält har troligen avlagrats i en issjö.

Norr om fälten tornar de mäktiga Storkebackarna (6 440 149, 421 871) upp sig. Högsta punkten, 272 m ö.h., finns i den västra delen på Varkullen (6 439 997, 420 540) och höjer sig ca 50 m över fälten i söder. Materialet i kullarna domineras av sand, vilket bl.a. har konstaterats i ett antal små täkter. Det förekommer också partier med grusig sand. En mycket stor och vackert utbildad dödisgrop finns i den centrala delen.

Bildningssättet för Storkebackarna är något svårtolkat. Den ligger i Levenemoränens bildningsstråk och har förmodligen byggts upp i samband med ett stillestånd i isavsmältningen. Materialet i denna randbildning har transporterats via en isälvstunnel från norr. Tunnelns läge visas av den ås som löper centralt i avlagringen. De stora mäktigheterna i kombination med de branta sidorna talar för att avlagringen bildats i dödismiljö. Den mycket stora dödisgropen i den centrala delen (6 440 004, 421 484) stöder detta antagande. En senare isframstöt, vilket ett antal moräntäckta ytor visar, kan ha deformerat sedimenten och eventuellt tryckt ihop dessa.

I lågområdet direkt norr om Storkebackarna består isälvsmaterialet längs en sträcka av ca 500 m av stenigt grus, för att i höjdområdet norr om detta återigen domineras av sand. Även inom dessa båda ytor överlagrar morän isälvssedimentet. I de få skärningar där detta konstaterats är moränmäktigheten ringa; 0,5–1 m.

Vid Rännefalan (6 443 433, 421 727) finns ett stort randdelta som byggts upp till ytan i en dåvarande issjö till en nivå av 220 m ö.h. Materialet domineras helt av sand även om det förekommer väl rundat grus och sten. Den nästan helt plana deltaytan är ca 1 km^2 stor och övergår i väster i ett mer undulerande område som sänker sig ned mot Åsledalen. I samband med Åsleissjöns tappning har denna västliga del av deltat helt eller delvis eroderats bort. Sannolikt har deltat inte nått över hela dalgången, då isälvssedimenten på västra sidan av dalgången utgörs av åsar och av isälvssediment med generellt grövre sammansättning än de i deltat. Vidare norrut i Åsledalen har bildningsmiljön för sedimenten varit komplex. På dalgångens sluttningar finns moräntäckta sediment, såväl isälvssediment som issjösediment, se även avsnittet *Moräntäckta sorterade sediment.* I den centrala delen finns en ås i anslutning till frameroderade urbergshällar och sammansättningen på omgivande sediment varierar kraftigt.

Solbergaåsen

Solbergaåsen är en ca 8 km lång ås som bara med fåtal avbrott sträcker sig från Flobo (6 424 756, 417 058) i söder till Ekeberga (6 430 733, 418 558) i norr. Ett stort antal täkter i åsen visar att den huvudsakligen består av grovt material. Störst mäktighet har åsen söder om Solberga där den reser sig ca 10 m över det omgivande landskapet. I höjd med Rålkered (6 426 820, 418 411) och upp till norr om Solberga (6 428 285,

Figur 19. Sandigt isälvssediment med block. Foto: Otto Pile.
Sandy glacifluvial sediment with boulders.

417 626) finns kullar och fält av isälvssediment med varierande sammansättning. Förenklat kan sammansättningen beskrivas som att fälten domineras av grus, undantaget området öster om Bystad (6 426 888, 416 383) som huvudsakligen består av sand, och att kullarna generellt består av ett sandigt isälvssediment, ofta med glest spridda stora block (fig. 19).

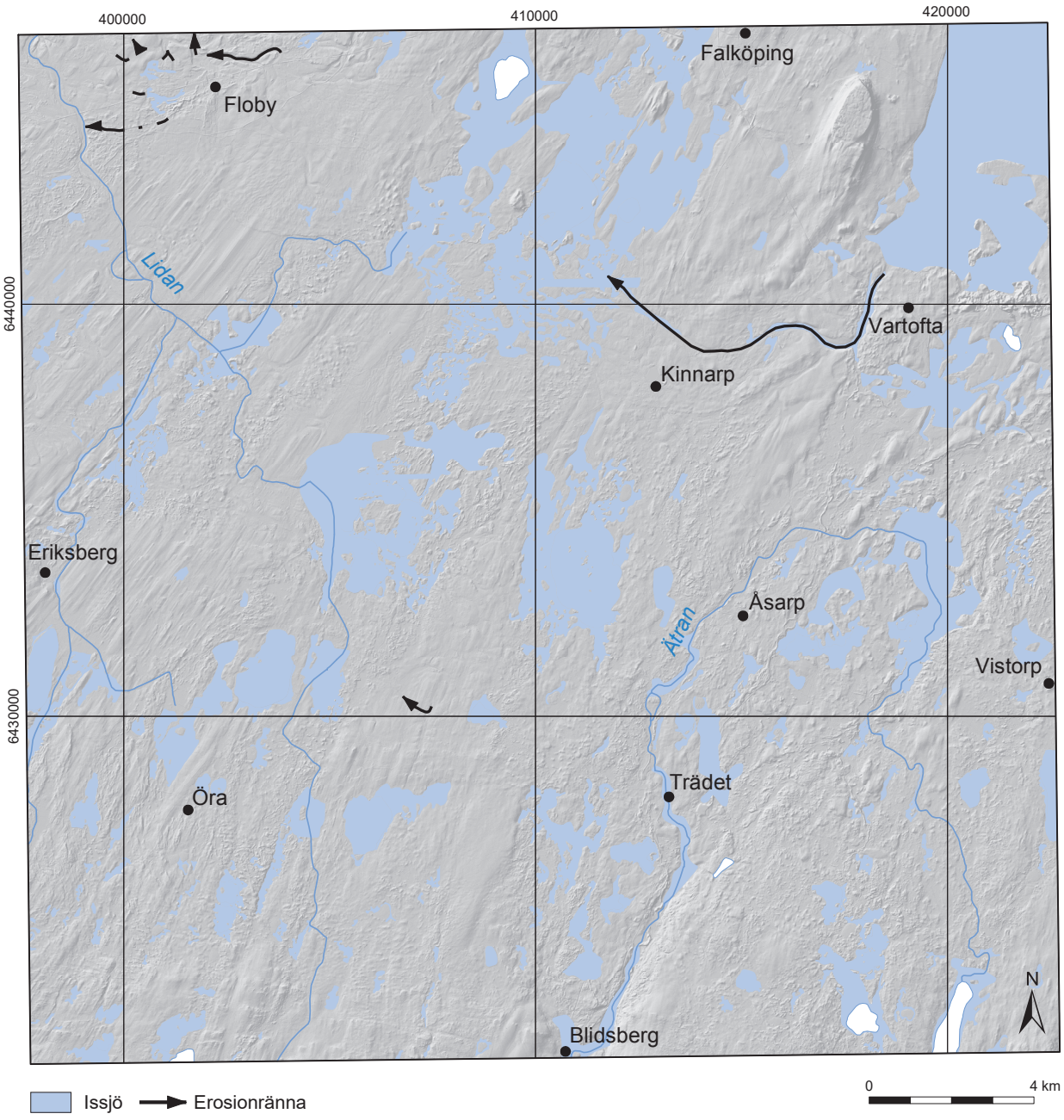
Isälvsrännor och erosionsrännor

Isälvsrännor och erosionsrännor är vanligt förekommande i området. Många av dessa rännor, dock inte alla, har markerats på jordartskartan, se figur 20. Isälvsrännor har bildats av smältvattnen i samband med isavsmältningen medan erosionsrännor har uppkommit när olika issjöar på och utanför kartområdet har avvattnats. De båda varianterna av rännor kallas med ett samlingsnamn för proglaciala smältvattenrännor (Peterson & Colby 2013). Då det kan vara svårt att fastställa vilken process som gett upphov till en specifik ränna har samtliga rännor på kartan linjesymbolen för isälvsränna.

Den största rännan är den som sträcker sig från Vartofta via Kinnarp till Mönarps mossar. Rännan är huvudsakligen utbildad i morän och täcks numera till stora delar av torv. Från Hällagården (6 438 764, 413 983) och västerut har rännan på flera platser eroderats ned till urberget.

Rännan uppkom i samband med att Åsleissjöns yta steg över dess södra passpunkt i höjd med Vartofta och började tappas. Rännans storlek visar att betydande mängder vatten har tappats. Under en period dränerades även den i öster betydligt större Tidanissjön via Åsleissjön (Påsse & Pile 2016), innan en ny passpunkt öppnades upp norr om kartområdet.

I Flobyområdet finns rikligt med rännor. Den stora rännan som sträcker sig från Sörby (6 445 914, 403 937) och västerut är med största sannolikhet en isälvsränna. Rännan har skurit sig ned genom tidigare avlagrat isälvsmaterial och eroderat fram en blockrik moränyta. Rännan som återfinns söder om Flobymoränen är sannolikt en erosionsränna som bildats vid en tappning av en issjö.



Figur 20. Beräknad och bedömd utbredning av issjöar samt större erosionsrännor.
Estimated and assessed spread of icelakes and larger erosion trains.

Glaciala finkorniga sediment, issjösediment

Då hela kartområdet ligger över högsta kustlinjen har inga glaciala sediment avsatts i ett hav. Emellertid har det funnits ett stort antal issjöar. Med en issjö menas en sjö som gränsar till en glaciär eller inlandsis och där sedimentationen i sjön präglas av smältvattenflödet. Issjöarnas hydrologi förändrades successivt under isavsmältningen, genom att issjöns nivå genomgick stora förändringar. Förhållandena i issjöarna var många gånger kaotiska, med kvarliggande dödisblock och flytande isberg. Perioder med lugnvatten och strömmande vatten avlöste varandra. Det kan därför vara svårt att avgöra om en avlagring ska tolkas som issjö- eller isälvssediment. Issjösedimenten betecknas antingen som glacial lera eller som glacial grovsilt–finsand.

Paleogeografiska kartor där läge och storlek av issjöar återfinns har modellerats fram av Påsse & Daniels (2015). Kartorna görs genom att bearbeta digitala höjddata tillsammans med en matematisk strandlinjemodell och en modell av inlandsisens avsmältning. Det bör poängteras att de modellerade kartorna arbetar med en höjddatabas som visar dagens topografi. Detta medför att många felaktigheter kan uppstå i den paleogeografiska kartbilden. Exempelvis kan en mosse ha bildats där det en gång i tiden låg en sjö. Områden där människan har påverkat höjdförhållandena skapar också stora felkällor. Täkter av olika slag kan bli till fornsjöar. Sänkningar av sjöar och liknade förändringar skapar också problem. Smala passpunkter registreras inte i den översiktliga höjddatabas som använts.

Den karta som presenteras i figur 20 har delvis modifierats utifrån de begränsningar som finns i modellen. Kartan visar inte issjöarna vid en viss tidpunkt, utan alla issjöar som har bildats vid olika stadier inom området under inlandsisens avsmältning från området. Avsmältningen i området bedöms ha tagit 300–400 år. Issjöarna kan ha existerat under en kortare eller längre tid beroende på hur snabbt en passpunkt uppstod. Att kartområdet befinner sig vid Levenemoränens randbildning gör det hela mer komplicerat. Under den tid som isen stod still, uppskattningsvis 100–200 år, kom landhöjningen att påverka tappningen av issjöarna. Istället för att dräneras direkt i samband med att isen drog sig tillbaka kan ett antal av issjöarna ha övergått till fornsjöar. Dessa sjöar kan fortfarande existera eller ha torrlagts, antingen genom att vattentillförseln upphört eller att de dränerats p.g.a. landhöjningen och den sjöstjälpningseffekt denna ger upphov till.

Den djupaste issjön fanns i dalgången från Vartofta och vidare norrut förbi Karleby. Denna dalgång benämns Åsledalgången, varför den issjö som en gång fyllde upp dalgången brukar benämnas Åsleissjön. Andra stora, men grundare, issjöar har funnits på många platser inom kartområdet och i dessa återfinns numera ofta vidsträckta kärr- och mossmarker.

Glacial lera

Endast på en plats, 700 m öster om Slöta (6 442 313, 418 989), har glacial lera kartlagts som en yta. Leran har sedimenterat i den forna Åsleissjön för ca 13 000 år sedan på ett djup av ca 40 m. Det måste ha skett under en period med lugna vattenförhållanden, vilket krävs för lersedimentation. Lera har även konstaterats på ett fåtal platser i djupa diken som skär genom större torvmarker. Även muntliga uppgifter från jordbrukare samt uppgifter från ett antal sonderingar styrker antagandet att utbredningen av lera, överlagrad av torv, kan vara stor.

Glacial grovsilt–finsand

I många av issjöarna avsattes relativt finkorniga sediment vilka domineras av grovsilt och finsand, även om både finare och grövre fraktioner förekommer. Stora flacka fält med glacial grovsilt–finsand finns i anslutning till Smulaåsen väster om Åkerholmen. Sedimentet kan även bilda egenformer i form av kullar och ryggar, vilket visar att sedimenten avsatts ovanpå smältande dödisrester i issjön.

Ett av kartbladets mer svårförklarade problem är att den glaciala grovsilten–finsanden på många platser innehåller block, både i och på ytan (fig. 21). Ett tydligt exempel finns exempelvis i ett dike vid Kläppamossen (6 430 277, 410 722). På kartområdet väster om Ulricehamn NV har samma jordart noterats och det påpekas att denna jordart kan vara mycket svår att skilja från morän (Fredén 1990), vilket även är fallet i undersökningsområdet, se även avsnittet *Moränens mäktighet och sammansättning*. En förklaring till fenomenet har från intilliggande kartområde (Hilldén 1984) varit att det skulle kunna vara droppblock från isberg som flutit ut i en issjö där silt och sand sedimenterat. Denna förklaringsmodell är dock svår att tillämpa på många ytor inom området då det är mycket svårt att, utifrån dagens topografi, kunna förklara att det skulle existerat en issjö med ett sådant djup att större isberg kunde flyta ut i sjön. Att isbergen behöver vara stora styrs av det faktum att storleken på blocken inte sällan uppgår till mer än 1 m^3 (fig. 21). Alternativa förklaringsmodeller är att blocken fryser upp genom tjälprocesser eller att dödis i och runt issjön innehållit block.

Figur 21. Block i glacial grovsilt–finsand. Foto: Christian Öhrling.
Boulders in glacial sand.

Postglaciala sediment

De postglaciala sedimenten inom området består av silt, sand och grus, vilka har bildats i forna vattenansamlingar efter inlandsisens tillbakadragande. Utbredningen av postglacial silt och grus är mycket ringa, även postglacial sand förekommer sparsamt och utgör endast ca 1 % av jordarterna inom området. Den postglaciala sanden kan vara svår att skilja från den glaciala sanden. Den generalisering som använts för att särskilja dessa jordarter åt är att där det finns ”positiva” former, dvs. former som höjer sig över omgivande jordarter, bedöms som glacial sand.

Postglaciala organogena avlagringar

Gyttjor

I området finns olika typer av gyttjor i form av gyttja, gyttjelera och kalkgyttja. Gyttjorna förekommer mycket sparsamt. Inom områden med sedimentberggrund och i dess närhet visar flertalet borrningar som nått ner till sjösediment under torven, att de äldsta gyttjorna i området generellt utgörs av kalkgyttja. Vid kartläggningen har kalkgyttja också påträffats under torv vid ett flertal platser, bl.a. strax öster om Karleby (6 446 065, 419 946).

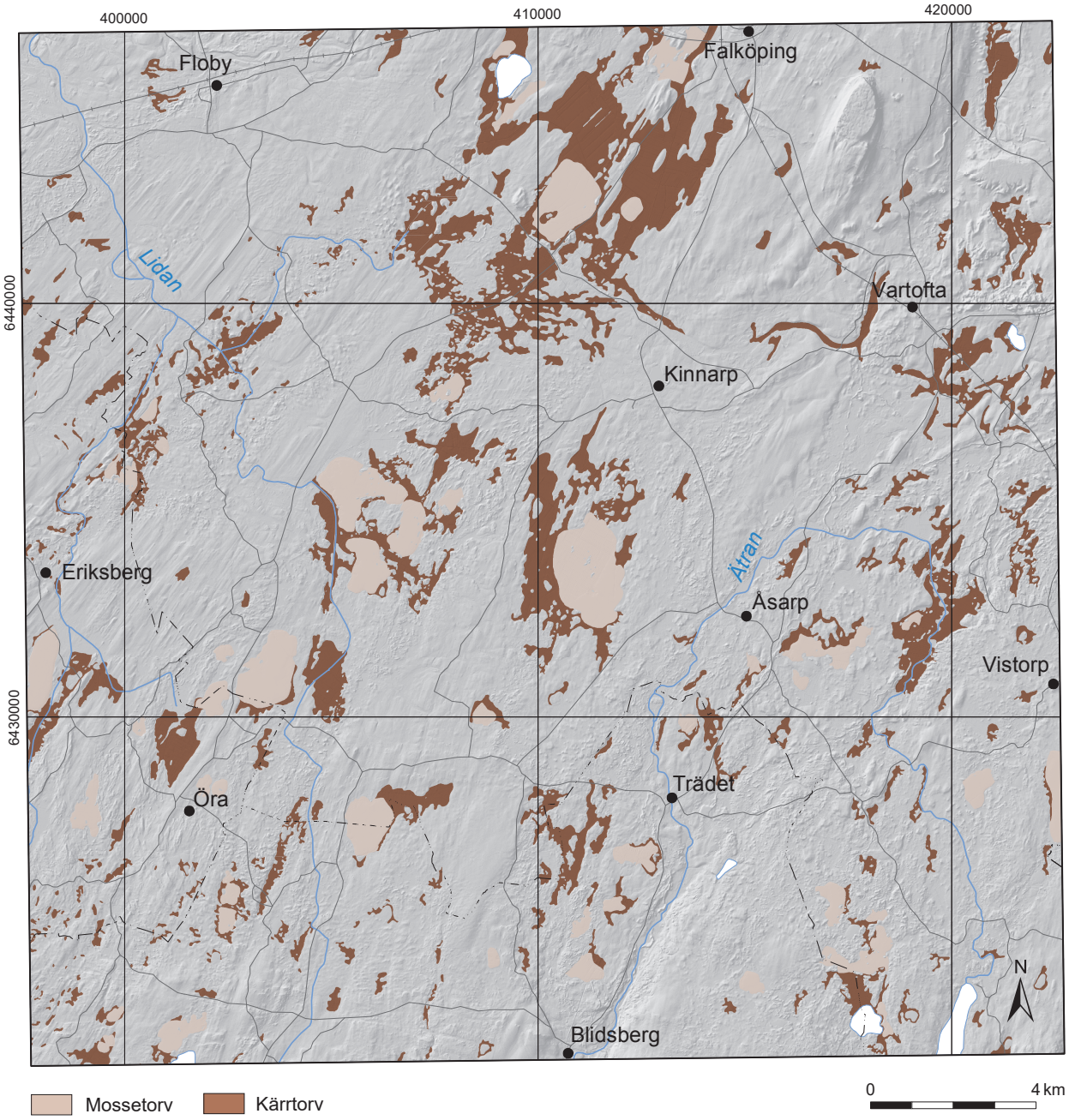
Torv

Torvmarker kan bildas genom igenväxning av sjöar, försumpning eller genom översilning. Torvmarkerna har indelats i mossar och kärr efter ytvegetationens sammansättning. Vegetationen speglar torvslaget i de flesta fallen. Mossar bildas i fuktiga näringsfattiga miljöer med riklig nederbörd. Vegetationen på områdets mossar domineras av vitmossa, ljung, tuvull, skvattram och tall. Kärr bildas i fuktiga, mer näringsrika låglänta eller sluttande miljöer. De karaktäriseras av gräs, vass, starr, fräken och fuktighetsälskande örter. Kärr kan även vara bevuxna med viden, al, björk och gran. Kärr bildas också genom att sjöar växer igen. Dessa kärr kan då underlagras av gyttja och av torv som bildats i strandkanten. Många av landets högmossar uppstod för 2 500 till 3 000 år sedan. Detta hänger ihop med att klimatet föränd-

rades radikalt till ett betydligt kallare klimat, i förhållande till tidigare årtusenden, men också genom att många kärr vid denna tid hade nått ett stadium då de hade fyllt ut sin sänka så att de i fortsättningen bildade torv ovan grundvattennivån.

Figur 22 visar att en stor andel, ca 16 %, av kartområdets ytjordarter utgörs av torv. Av kartan framgår att de största koncentrationerna av kärr och mossar återfinns i ett stråk från de centrala delarna ned mot kartans sydvästra hörn. I detta stråk återfinns bl.a. områdets största mosse, Karbomossen (6 433 576, 411 275). På Karbomossen har det under lång tid brutits torv och mer än halva mossen är påverkad av denna verksamhet. Inom kartområdets slättområden är torven till allra största delen uppodlad.

Tunt torvtäcke (< 0,5 m) på annan jordart finns främst på postglacial sand, företrädesvis i anslutning till torvmarker, samt på flacka moränpartier i de sydöstra delarna av kartområdet.



Figur 22. Utbredning av torv inom kartområdet.
Peat in the mapped area.

Svämsediment

Med svämsediment menas jordarter som bildas och har bildats längs med vattendrag under högvattenperioder. Svämsedimenten består vanligen av sand och silt som har blivit uppblandade med organogena beståndsdelar. Utbredningen av svämsedimenten beror till stor del på de topografiska förhållandena.

Största delen av svämsedimenten inom kartområdet återfinns i anslutning till Ätran. Dessa svämsediment domineras av sand som ibland breder ut sig över betydande ytor, s.k. svämplan. Stora svämplan med siltigt sandiga svämsediment finns bl.a. runt holmen vid Hästhagen (6 430 394, 412 756).

Källor

Källorna i området återfinns antingen i det sedimentära berget eller i genomsläppliga jordarter, företrädesvis isälvsmaterial, där antalet källor i sedimentärt berg dominerar. De hydrogeologiska förhållandena vid platåberget och den omgivande sedimentära berggrunden, huvudsakligen bestående av kalksten, har gett upphov till en mängd källor. Kalksten kan beskrivas som både tät och otät. Regnvattnet hittar ner i sprickor och vattnet kan i vissa delar följa kalkstenens sedimentationsplan. Där dessa plan skär slänter kan grundvattnet strömma ut.

Ett stort antal källor finns längs Ållebergs sluttningar, där den mest kända är Hokällan (6 445 577, 417 810) som mynnar ut i en stenho intill vägen vid bergets nordspets. Källan har en genomsnittlig vattenföring på 1–3 liter/sekund. Strax öster om denna ligger ett pärlband av mindre källor. Huvuddelen av de större källorna runt berget är rörsatta. Exempelvis finns en rörsatt större källa väster om Slöta (6 442 344, 418 947) som förser byn med dricksvatten. Även öster om landsvägen genom Karleby finns ett stort antal källor, exempelvis vid Ännagården (6 445 573, 419 780)

Talus

Talus är rasmassor från en bergvägg eller bergsluttning och finns i området nedanför diabasbranterna på Ålleberg. Den dominerande storleken på den nedfallna diabasen är block. I ett antal områden ligger blocken så tätt att det byggts upp högar av talus och den största talusansamlingen finns vid Ållebergs sydöstra brant.

Kalktuff

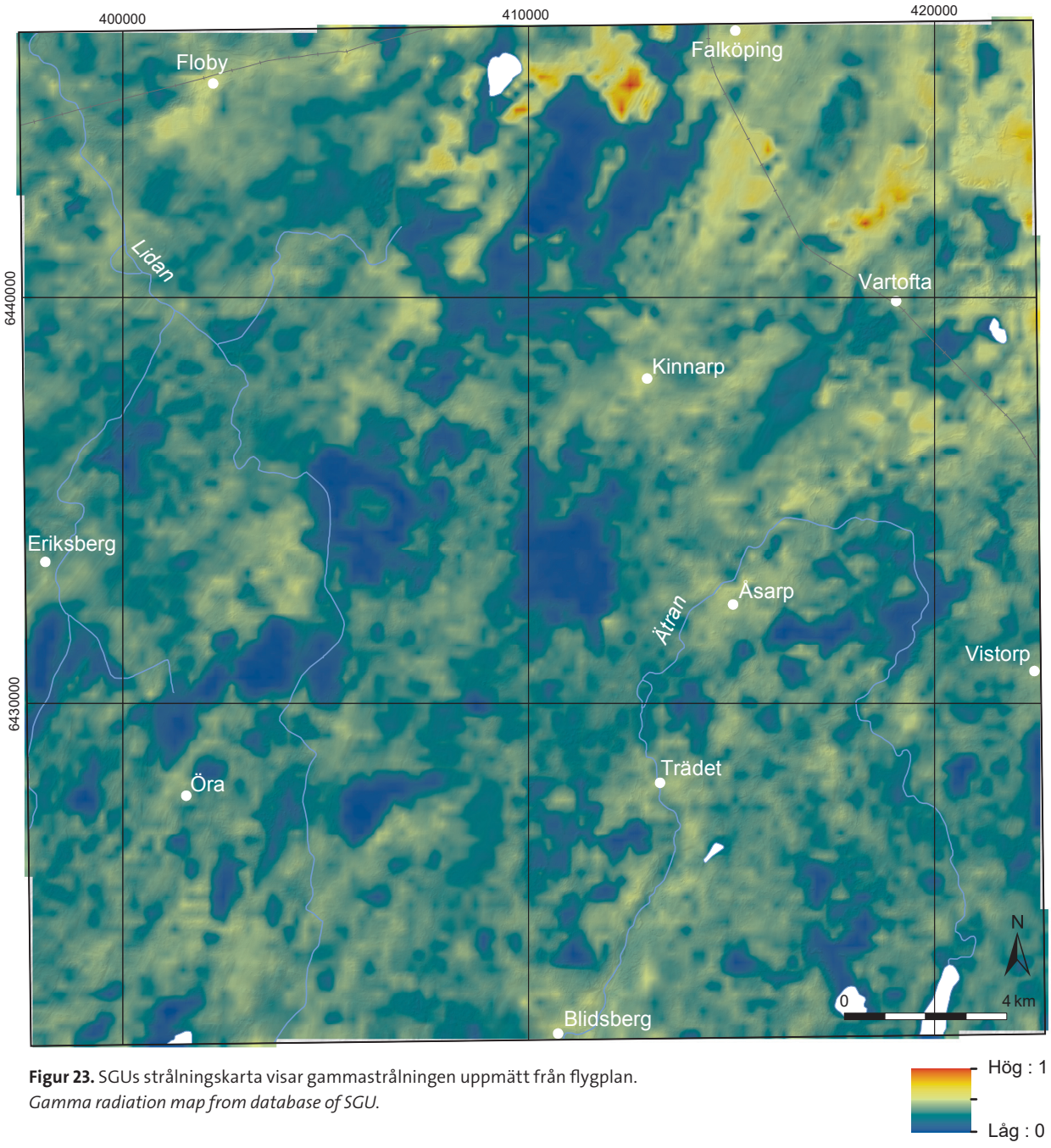
Små kalktuffutfällningar finns i anslutning till ett antal källflöden. Dessa är dock inte markerade på kartan.

Gammastrålning från marken

Strålningen från marken är generellt låg–medelhög i området (fig. 23) förutom i de nordöstra delarna med sedimentär berggrund. Högsta strålningsnivåerna återfinns i områden med alunskiffer i eller nära ytan, då alunskiffer innehåller det radioaktiva grundämnet uran. Ca 2 km sydväst om Falköping, vid Aspelund, finns en höjdrygg där alunskiffern går i dagen och syns i en liten täkt i ryggens norra ände. Torvmarkernas utbredning syns tydligt i kartbilden, då torv har mycket låga strålningsvärden. Generellt brukar även isälvssediment ha låga nivåer men då isälvsedimenten i området har ovanligt högt innehåll av alunskiffer, ju högre desto längre norrut de återfinns, gör detta att nivåerna i stället är något förhöjda.

GEOLOGISKT INTRESSANTA PLATSER

Det finns ett relativt stort antal platser inom kartbladet som är intressanta från geologisk synpunkt. Nedanstående förteckning utgör ett urval av intressanta platser. Sammanställningen omfattar huvud-

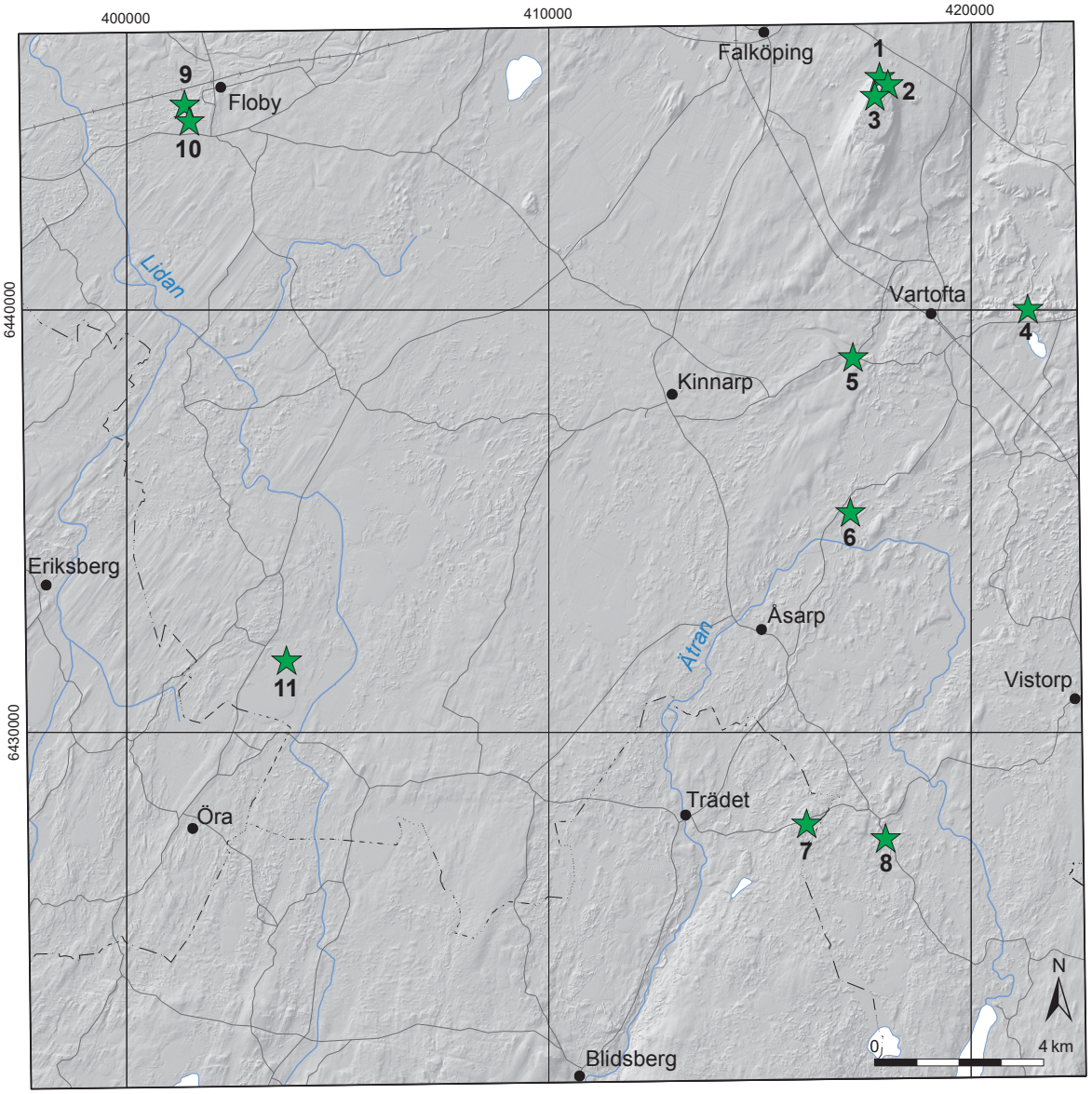


Figur 23. SGUs strålningskarta visar gammastrålningen uppmätt från flygplan.
Gamma radiation map from database of SGU.

sakligen kvartärgeologiska lokaler eftersom det inte gjorts några specialstudier av berggrunden i samband med kartläggningen. Platsernas läge framgår av figur 24.

1. Hokällan (6 445 577, 417 810). Ett källflöde på norra Ållebergs sluttning intill vägen. Källan är rörsatt och rinner ut i en stenho.
2. Ållebergs ”änne” (6 445 376, 417 990). Nedanför diabasen finns en långsträckt sänka avgränsad mot norr av tre höga, långsträckta kullar av skiffer. Ingen har kunnat ge en heltäckande förklaring till formationerna på Ållebergs änne. Möjligen är det en kombination av ras, skred, utglidning och glacial erosion.
3. Ålleberg utsikt (6 444 900, 417 500). Det högsta av Västergötlands platåberg, 335 m ö.h. Vackra vyer över Falbygdens landskap.

4. Storkebackarna (6 440 000, 421 400). Mäktiga isälvssediment, delvis moräntäckta, med en mycket stor dödisgrop.
5. Glaskulla (6 439 040, 417 109). En stor erosionsränna som bildades i samband med Åsleissjöns tappning.
6. Smulaåsen (6 434 979, 417 019). Smulaåsen är en väl utbildad rullstensås vilken ingår i ett större åsområde. Delar av åsen är naturreservat. Höga botaniska värden.
7. Sunkabo(6 427 936, 416 098). Exempel på moränbacklandskap. Söder om vägen finns blockrika och storblockiga moränkullar, vilket ger en trolsk stämning i granskogen.
8. Solbergaåsen (6 427 688, 417 892). På krönet av en vacker rullstensås slingrar sig vägen mellan Solberga och Karlsro.
9. Floby ändmorän (6 444 747, 401 246). Stor ändmorän, som ingår i Levenemoränens randbildning, med dramatisk topografi och bestånd av vit blåsippa.
10. Floby Herregården (6 444 483, 401 477). Exempel på ett sandurfält uppbyggt av huvudsakligen grus och sten, vilket de många stenrösena vittnar om.
11. Ripelången (6 431 728, 403 813). En stor högmosse som lämpligen besöks från den mindre väg som passerar rakt över norra delen.



Figur 24. Ett urval av de geologiskt mest intressanta platserna inom det kartlagda området.
Sites of particular geological interest in the map area.

SUMMARY

Localities referred to in the text can be found with the aid of the coordinates reference, marked in the margin of the maps.

Mapping methods

The main part of the mapped area has been mapped with high accuracy (Fig. 1). Whereas the geological information in areas of high accuracy is based on extensive fieldwork, the geological information in areas with lower accuracy is based mainly on field observations along the roads.

Bedrock and its morphology

The distribution of the main rock types in the area is shown in a simplified map (Fig. 3). The bedrock in the area is largely composed of Precambrian rocks. On the surface of these old basement rocks the sub-Cambrian peneplain was formed. The table mountain Ålleberg and its surroundings in the north and northeastern part of the area consist of younger sedimentary rocks, mainly limestone. Exposed bedrock can be seen in Figure 6.

Glacial lineations and ice flow directions

Most of the few observed striations in the area are from the N 30°– 45° E (Fig. 4). This direction represents the youngest ice flow, close to the deglaciation. The same direction is represented by the drumlins and the flutes in the area. Also the direction of the main part of the glaciofluvial deposits is from southwest to northeast. This is the predominant ice flow direction in south–western Sweden.

Thickness of the Quaternary deposits.

Information on the thickness of the Quaternary deposits is compiled in Figure 5. The map is based on data from well borings, bedrock outcrops, soil type and fissure valleys. In general, soil thickness is greatest in the fissure valleys and in the glaciofluvial sediments and in the till in the northeastern part of the area. The largest recorded soil depth is c. 50 m and the average soil thickness for the whole area is just over 6 m.

Till

The distribution of till deposits is shown in Figure 8. In many places the till drapes the bedrock and lacks pronounced till morphology even if a lot of fluted moraine can be found in those areas. Many drumlins can be found in the area, sometimes as drumlin fields (Fig. 4).

Hummocky moraine is very common in the area (Fig. 10) and the landform is built up of irregularly-shaped hills and ridges and is commonly interpreted as till that was deposited by melt-out and flow of supraglacial debris on stagnant ice. Other interpretations exist, such as subglacial drainage.

A terminal moraine, named the Levene terminal moraine, occurs in the area (Fig. 12). The Levene terminal moraine was formed c. 12 300 yrs. ago and consists of end moraines of different sizes and composition. The 'Flobymoraine' is a fine example of a lobated end moraine (Fig. 13).

The predominant till type in most of the area is a sandy till with medium boulder frequency. In the northern part a clayey sandy till with low frequency of boulders is predominant (Fig. 8). Gravelly till occurs in small areas, often in connection with hummocky moraine.

Glaciofluvial deposits

The distribution of glaciofluvial deposits is shown in Figure 16. The most common types are eskers, but there are also a few glaciofluvial deltas and sandurs. The general trend of the deposits is northeast–southwest. The eskers generally small and have a pronounced crest. The two largest eskers in the area are Solbergaåsen and Smulaåsen.

The Rännefalan delta is an extramarginal delta, formed in a glacial lake. The delta consists mainly of sand. The village Rännefalan is situated on the delta plain. Only small gravel pits are found in the area.

Glacial clay, silt and fine sand

Glacial clay and silt-fine sand were deposited in glacial lakes during deglaciation. Clay has only been mapped in one place, since the clay is generally covered by peat. Quite large fields with silt and glaciolacustrine fine sand can be found in the central part of the area, occasionally with boulders.

Postglacial sediments

Postglacial sediments were deposited in former lakes. Sand is the completely dominant sediment type. The sand is usually covered with a thin layer of peat.

Peat

The mires are classified as fens or bogs. Most of them are overgrown former lakes. Most of the mires are fens. They occur scattered over the map area. Large bogs are found in the central and southwest parts of the area.

REFERENSER

Adolfsson, C., 2012: Geomorphology, genesis and age of the Floby moraine. *Bachelor thesis, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, B719.*

Ahlberg, P., Calner, M., Lehnert, O. & Wickström, L., 2013: Regional geology of the Västergötland province, Sweden. In Calner, M., Ahlberg, P., Lehnert, O. & Erlström, M. (eds): The lower paleozoic of southern Sweden and Oslo region, Norway. *Rapporter och meddelanden 133.* Sveriges geologiska undersökning, 37–58.

Ahlin, S., 1982: Grusinventering i Skaraborgs län. Länsstyrelsen i Skaraborgs län.

Benn, D. I., & Evans, D. J. A., 2010: Glaciers & glaciation. Hodder Education.

Calner, M. & Ahlberg, P., 2011: Guide till de västgötska platåbergens geologi. *Geologiskt forum 70, 18–28.*

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

Engdahl, M., 1997: Clast lithology, provenance and weathering of Quaternary deposits in Västergötland, Sweden. *Göteborgs universitet Aa 16,* 90 s.

Fredén, C., 1990: Beskrivning till jordartskartan Borås NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 107,* 1–90.

Fries, J.O., 1867: Några ord till upplysning om bladet Sämsholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 25,* 1–53.

Gillberg, G., 1965: Till distribution and ice movements on the northern slopes of the south Swedish Highlands. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 86,* 433–484.

Gillberg, G., 1967: Further discussion of the lithological homogeneity of till. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 89,* 29–49.

Hilldén, A., 1982: Grusinventering. Ulricehamns kommun. Geovetenskaplig skyddsvärdesbedömning av Ätrans dalgång inom kommunen. *Länsstyrelsen i Älvsborgs län 1982:7.*

Hilldén, A., 1984: Beskrivning till jordartskartan Borås SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 58,* 1–90.
Hilldén, A., 1991: Grusinventering i Vårgårda och Herrljunga kommuner. Regionala inventeringar av grus mm. *Länsstyrelsen i Älvsborgs län L 1991:2.*
Johnson, M. D. & Clayton, L., 2003: Supraglacial landsystems in lowland terrain. *In Glacial landsystems,* 228–258.
Lidmar-Bergström, K., 2004: Berggrundens ytformer. *Geologiskt forum 43,* 18–21.
Lindström, A., 1898: Beskrifning till kartbladet Ulricehamn. *Sveriges geologiska undersökning Ac 34,* 1–36.
Munthe, H., 1906a: Beskrifning till kartbladet Falköping. *Sveriges geologiska undersökning Aa 120,* 1–115.
Munthe, H., 1906b: Beskrifning till kartbladet Tidaholm. *Sveriges geologiska undersökning Aa 125,* 1–156.
Peterson, G. & Smith, C. A., 2013: Description of units in the geomorphic database of Sweden. *SGU-rapport 2013:4.* Sveriges geologiska undersökning.
Påsse, T., 1996: Tanh-functions for interpreting grain-size distribution. *GFF 118,* 122–123.
Påsse, T., 1998: Early Weichselian interstadial deposits within the drumlins at Skrea and Vinberg, south-western Sweden. *GFF 120,* 349–356.
Påsse, T. & Pile, O., 2016: Beskrivning till jordartskartorna 8D Skara NV, NO, SV och SO och 9D Mariestad SV. *Serie K 534–538.* Sveriges geologiska undersökning.
Stroeven, A.P., Hättestrand, C., Kleman, J., Heyman, J., Fabel, D., Fredin, O., Jansson, K.N., 2016: Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews, 147,* 91–121.
Öhrling, C., 2017: Lateglacial-early Holocene geomorphology between Lake Vänern and Lake Vättern, southern Sweden. *Göteborgs universitet B995,* 31 s.