

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

GEOLOGISKA KARTBLAD I SKALA 1:50 000

Serie Ae · Nr 3

HANS MÖLLER och GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING

TILL GEOLOGISKA KARTBLADET

STOCKHOLM SO

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAP STOCKHOLM SO



STOCKHOLM 1969

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

GEOLOGISKA KARTBLAD I SKALA 1:50 000

Serie Ae nr 3

HANS MÖLLER och GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING
TILL GEOLOGISKA KARTBLADET
STOCKHOLM SO

Description of the Geological Map Stockholm SO



STOCKHOLM 1969

Stockholm 1969

Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner

Förord

Underlaget till det geologiska kartbladet Stockholm SO utgörs av den år 1966 reviderade upplagan av bladet 10 I Stockholm SO i Topografisk karta över Sverige. Fullständig geologisk markrekognoscering utfördes inom hela området under åren 1962—1964 på 1959 års upplaga av den topografiska kartan. För vissa delar har flygbildtolkning varit till hjälp vid denna rekognoscering. Berörda delar av nedan nämnda kartor har också varit till viss ledning och hjälp.

Nordvästra och sydvästra delarna av kartområdet ligger inom kartbladen Stockholm (J. O. Fries, A. H. Wahlqvist och A. E. Törnebohm: SGU, Aa 6, 1863) respektive Årsta (L. Palmgren: SGU, Aa 50, 1874), nordöstra och sydöstra delarna ligger inom kartbladen Gustafsberg (A. G. Nathorst: SGU, Aa 73, 1881) respektive Dalarö (N. O. Holst: SGU, Aa 80, 1882). Förutom dessa blad i SGU:s äldre serie för kombinerade berg- och jordartskartor i skala 1 : 50 000 finns följande två specialkartor, vilka båda också är i skala 1 : 50 000 och bl. a. täcker norra delen av kartområdet: Kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten (G. De Geer: SGU, Ba 12, 1932) samt Berggrundskarta över Stockholmstrakten (N. Sundius: SGU, Ba 13, 1948). Det senare arbetet har tillsammans med »Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård» (N. Sundius: SGU, C 419, 1939) i betydande grad underlättat berggrundskarteringen inom berörda delar av föreliggande kartblad.

Berggrunden redovisas på detta kartblad endast med huvudbergarterna i de enskilda hållarna. En mera ingående uppdelning av bergarterna har reserverats för en heltäckande berggrundskarta i skala 1 : 100 000 omfattande samtliga fyra Stockholmsblad. Sammanställningen av denna berggrundskarta med tillhörande beskrivning är nu långt framskriden. I föreliggande beskrivning behandlas berggrunden relativt kortfattat.

I beskrivningen av kvartära bildningar ingår vissa uppgifter erhållna i kommunala arkiv för grundundersökningar. I texten anges som källhänvisning i dessa fall endast kommunnamn inom parentes.

Som komplement till lokalangivelser i texten har i viss utsträckning även ekonomiskt kartblad angivits med respektive siffra och bokstav inom parentes enligt den bladindelning, som återfinns i kartans yttre ram.

Stockholm 1969

Hans Möller

Göran Stålhös

Innehåll

Förord	3
Inledning av H. MÖLLER	7
Berggrunden av G. STÅLHÖS	9
Allmän översikt	9
Sedimentgnejser	12
Skiffergnejser (huvudsakligen granatådergnejser)	13
Kvartsrika finkorniga gnejser (metaareniter)	17
Leptiter—leptitgnejser	19
Kalkstenar	24
Grönstenar	25
Urgraniter (huvudsakligen gnejsgraniter)	28
Yngre graniter, apliter och pegmatiter	33
Diabas	37
Sprickor och krosszoner	39
Kalkspat — blyglansgångar	41
Bergarter och mineral av ekonomisk betydelse	41
Summary: Description of the bedrock	42
Litteratur	43
Kvartära bildningar av H. MÖLLER	44
Allmän översikt	44
Räfflor	48
Morän	49
Isälvsavlagringar	54
Västerhaninge—Kolarängen	57
Speciella undersökningar	65
Övriga isälvsavlagringar	73
Bergartsinnehållet i isälvsavlagringarna	78
Landisens recession	80
Glaciala finkorniga sediment	81
Postglaciala minerogena sediment	88
Svallsediment	88
Vindavlagringar	92

Havs- och sjöleror	93
Svåmsediment	95
Torv och gyttja	95
Landhöjningen	100
Summary: Description of the Quaternary deposits	104
Sammanställningar och tabeller	107
Mäktighetsuppgifter	107
Beskrivningar av räffelokaler	107
Jättegrytor och geologiskt naturminne	110
Stenräkningar	112
Kornstorleksanalyser	114
Fasta fornlämningar	118
Litteratur	121

Inledning

Av

HANS MÖLLER

Den geologiska kartan visar främst markbeskaffenheten i ytan enligt följande allmänna regler. Där berg går i dagen, eller ligger nära markytan (på några dm djup), redovisas bergartstypen på kartan. Små och relativt tunna jordförekomster, som flerstädes uppträder fläckvis inom i huvudsak blottade bergytor, ingår i kartans bergmarkeringar. Med undantag för isälvsavlagringarna, vilka redovisas enligt särskilda regler (s. 55), visar kartan inom jordtäckta områden jordarten närmast under markytan (på några dm djup), såvida denna representerar ett jordlager med en mäktighet av minst 0.5 m. I områden där markbeskaffenheten förändrats genom bebyggelse, utfyllningar etc., redovisar kartan i möjligaste mån det geologiska underlaget. Fyllning har markerats endast i två fall, dels inom en yta där kartbilden för det geologiska underlaget ej kunnat konstrueras (Högdalstippen), dels inom en vid karteringstillfället icke bebyggd, relativt stor yta vid sjön Trehörningens nordvästra strand.

Den geologiska kartbilden är mer eller mindre generaliserad. Detta gäller såväl indelningen i geologiska enheter som gränsdragningen dem emellan (kartans geologiska konturer). Graden av generalisering växlar, bl. a. efter de geologiska förhållandena. Kartans geologiska beteckningar definieras i den följande beskrivningen. Några exempel på generalisering i kon-
turläggningen återges nedan.

Av bl. a. reproduktionstekniska skäl är de minsta enskilda ytorna på kartan av storleksordningen 1 mm (längd respektive bredd). Ytor, som är för små att skalenligt återges på kartan, men som ansetts väsentliga för kartbilden har förstörats i denna. Enstaka små hållar (bergytor) inom hållfattiga områden och smala, men morfologiskt tydligt markerade, jordtäckta sprickdalar i bergområden har t. ex. förstörats på kartan. I områden där berget flerstädes går i dagen har de minsta hållarna antingen utslutits eller sammanslagits med närbelägna större hållar. I många fall har även två eller flera små, tätt liggande hållar sammanslagits till en. Inom de större bergområdena förekommer flerstädes små, av jordlager intagna

sänkor (t. ex. mossar). På kartan har endast en del av dessa markerats och därvid i en del fall förstorats. Moränen och från denna härrörande svallsediment har inom kartområdet ett sådant uppträdande att kartläggningen av dessa jordarter ofta måste starkt generaliseras. De principer som härvid följts omtalas i beskrivningen (s. 51 och 90). Reglerna för kartläggningen av svallsediment härrörande från isälvsavlagringar återfinns på s. 55 och s. 89). Den verkliga fördelningen av glaciala och postglaciala finkorniga sediment i ytan inom sänkor och dalgångar uppvisar ofta ett mycket splittrat mönster. I sådana fall har i princip kartlagts den dominerande jordarten inom varje yta, som med hänsyn till kartskalen lämpligen kan markeras på kartan.

Källor har markerats på kartan endast i de fall de uppträder i anslutning till eller i närheten av isälvsavlagringar.

Av den topografiska kartans markslagsbeteckningar har linjetonen för »sank mark, tidvis vattenfylld» medtagits i den geologiska kartans underlag och återges alltså som en gråbrun horisontell linjeton i de geologiska beteckningarna.

Enär den geologiska kartan rekognoscerats på 1959 års upplaga av det topografiska underlaget och tryckts på det senare reviderade underlaget (1966), kan misspassning mellan de geologiska konturerna och underlaget föreligga på vissa ställen, t. ex. vid nytillkomna vägar.

Berggrunden

Av

G. STÅLHÖS

Allmän översikt

Berggrunden inom kartbladet Stockholm SO utgör rester av en för länge sedan nervittrad och avplanad, prekambrisk bergskedja, kallad Svekofenniderna. Utbredningsområdet för denna bergskedja torde innefatta den övervägande delen av urberget i mellersta och norra Sverige samt sydvästra Finland. Radioaktiva åldersbestämningar tyder på att Svekofenniderna bildades mellan 2 000 och 1 800 miljoner år tillbaka i tiden.

Kartområdets berggrund består till övervägande del av olika slags gnejser jämte ett underordnat inslag av graniter. Därtill fogar sig mindre mängder av mörka bergarter med växlande ursprung, vanligen benämnda grönstenar.¹ Dessa bildar dels små massiv eller skivformade inlagringar, dels sprickfyllnader, gångar, i berggrunden. På några få ställen påträffas tunna lager av kalksten inom gnejserna. Yngsta bergartsled inom området utgör ett antal gångar av diabas.

En stor del av kartbladets gnejser har bildats genom kraftig omvandling av ursprungliga vittringssediment (grå på kartan). Dessa avsattes inom de stora havsområden, som uppkom genom sänkningar av delar av jordskorpan i början av den svekofenniska eran. En viss rytmik under sedimentationen eventuellt i förening med sekundära omlagringar, har framkallat en uppdelning inom sedimenten i primärt finkorniga, lerrika skikt växellagrande med skikt av något grövre, moig sammansättning.

Samtidigt med sedimentens avsättning förekom flerstädes vulkanisk aktivitet av växlande styrka. Den växellagring mellan sediment och vulkaniter, som härigenom skedde, framträder särskilt väl inom kartbladets sydöstra del, på Ornö. Förmodligen har de till gnejser omvandlade vulkaniterna (det orangefärgade och delar av det gröna på kartan) från början huvudsakligen utgjorts av vulkanisk aska, som vid skilda tillfällen spritts ut över och avlagrats dels i haven, dels på tillfälliga landområden inom

¹ Förklaring av de i texten använda mineral- och bergartsnamnen finns i Per H. Lundegårdh: Stenar i färg. Fjärde uppl., Stockholm 1967.

nämnda hav. De rena askbergarterna kallas tuffer och de som blandats med vittringssediment inom havsområdena tuffiter. En del av vulkaniterna, särskilt de mera basiska (kiselsyrefattiga) leden, torde ursprungligen ha varit lavar.

Som följd av en fortskridande sammanpackning och nerveckning av det på havsbottnarna samlade materialet kom detta efterhand att utsättas för temperaturstegring och ökat tryck (den tidigsevekofenniska veckningsfasen). Genom tillväxt av de enskilda mineralkornen eller genom nybildning av mineral i samband med mer eller mindre fullständig omkristallisation omdanades härvid såväl sedimenten som vulkaniteterna i växlande utsträckning till skiffrar och finkorniga gnejser av olika slag. Ett urval av de vid ovanstående och/eller senare veckningar (se det följande) bildade deformationsstrukturerna inom olika bergartsled, såsom skiffrihet, stänglighet och veckaxlar, finns angivna på den bifogade kartan.

Samtidigt med det ovan skisserade händelseförloppet trängde magmor (silikatsmältor) av varierande sammansättning in parallellt med skiktorna i de mer eller mindre starkt omvandlade ytbergarterna och stelnade på stort djup. Ur de basiska smältorna bildades härvid djupgrönstenar,¹ vilka uppträder som linsformade massiv av växlande storlek i berggrunden (innefattas i kartans gröna färg). De övriga, kvantitativt helt dominerande magmorna, med en till surhetsgraden (betingad av olika halt av kisel syra) starkt växlande sammansättning, gav vid stelningsen upphov till områdets äldsta graniter, urgraniterna, vilka har en betydande utbredning inom kartbladet (bruna på kartan). I samband med veckningsrörelserna under de bergskedjebildande processerna har huvuddelen av urgraniterna sedermera förskiffrats och överförts till s. k. gnejsgraniter. Även de nyssnämnda djupgrönstenarna har påverkats av förskiffring, om än i något mindre omfattning än urgraniterna på grund av en relativt sett större hållfasthet.

Efter djupgrönstens- och urgranitmagmornas framträngande och stelning förefaller en lugnare fas i bergskedjeveckningen att ha inträtt. Till följd av tånjningar inom jordskorpan under denna period öppnades lokalt sprickor i berggrunden, i vilka basiska magmor trängde in. De gångar,

¹ Karakteristiskt för magmabergarter, stelnade på större djup inom jordskorpan, är en grov- till medelkornig struktur, till skillnad från de finkorniga, på jordytan stelnade lavabergarterna. Orsaken härtill är en långsammare avkylning och kristallisation inom smältorna på djupet, vilket befrämjar tillväxten av de enskilda mineralkornen. Kornstorleken i finkorniga bergarter är < 1 mm, i medelkorniga mellan 1 och 5 och i grovkorniga > 5 mm.

som då bildades, är ganska vanliga inom vissa delar av kartbladet Stockholm NO men har påträffats endast på några få ställen inom SO-bladet. Den basiska vulkanismen upphörde i samband med en ånyo tilltagande sammanpressning inom jordskorpan under den s. k. sensvekofenniska veckningen för 1 800—1 850 miljoner år sedan. Under detta tidsskede torde omvandlingarna inom berggrunden ha nått sin kulmen (den sensvekofenniska regionalomvandlingen). En hög temperatur jämsides med ett tillskott av granitiska lösningar från djupare nivåer befrämjade en allmän omkristallisation och kornförgrovning inom bergarterna. Nya mineral bildades på bekostnad av andra, varvid främst de på flyktiga beståndsdelar rika glimmermineralen i stor utsträckning (särskilt muskovit) omvandlades till kalifältspat, granat, sillimanit och cordierit. I detta skede utskildes också till stor del den nybildade kalifältspaten jämte kvarts från de mörkare mineralbeståndsdelarna i form av små ådror utmed gnejsernas intensivt veckade skiffrighetsplan. De mest utpräglade av de sålunda bildade ådergnejserna torde i stor utsträckning härröra från de inom Mälarbäckenet kvantitativt dominerande skiffergnejserna, vilka bildats ur lerrika sediment.

Samtidigt härmed skedde inom bäckenets djupare delar uppsmältningar av äldre berggrund, vilket ledde till uppkomsten av granitiska bergarter och med dem associerade pegmatiter (röda på kartan). När det förhärskande sidotrycket slutligen upphörde, trängde smältor av granitsammansättning upp via brantställda skiffrighetsytor och spricksystem, vilka senare utbildats i den mera ytliga, tidigt hårdnade bergartsmassan. De yngre graniterna är praktiskt taget massformiga och fria från påverkan av sådana tryckföreteelser, t. ex. förskiffning, som utmärker urgraniterna.

Så småningom avtog de nedåtriktade krafterna, genom vilka delar av jordskorpan sänkts och de i haven lagrade ytbergarterna förts ner till stora djup. Följden blev, att de i förhållande till sin omgivning relativt lättare ytbergarterna efterhand höjdes upp på nytt till ett slutligt jämviktsläge. Härigenom uppkom de svekofenniska bergmassiv, vilkas genom nervittring frampreparerade rotzon nu utgör en del av jordytan.

De relativt lugna förhållanden, som följde efter de svekofenniska veckningarnas slut, har inom bladområdet väsentligen bestått ända fram till våra dagar. Ytliga, vertikalt riktade blockrörelser har dock vid skilda tillfällen skett utmed sprickplan inom den fasta jordskorpan. Sålunda har bl. a. den inom kartbladet Stockholm NV anstående jotniska¹ Mälarsandstenen

¹ Ett geologiskt tidskede som är något yngre än den svekofenniska eran.

på västra Ekerön sänkts längs sprickor i jordskorpan efter sin avsättning och därigenom skyddats för de nerbrytande krafterna. Sprickzoner uppträder allmänt inom kartbladsområdet. Några rörelser av större omfattning i vertikalled har emellertid inte kunnat påvisas inom nämnda zoner (s. k. förkastningar). Rörelserna längs sprickplanen i berggrunden, om än tämligen obetydliga, har skapat lösa krossprodukter av olika slag. De genom hopläkning av krossmaterialet bildade bergarterna kallas breccior och myloniter (B på kartan). Under det jotniska tidsskedet trängde sannolikt de basiska smältor fram längs sprickor i berggrunden, vilka kom att bilda de inom kartbladsområdet ofta företrädda diabasgångarna. (Se kartan och s. 37.)

Sedimentgnejser

Omkring två tredjedelar av kartbladsområdets bergarter utgörs av gnejser bildade ur vittringssediment (grå på kartan). Sedimenten ifråga tillhör den inom Mälardalen utskilda »Mälarserien», vilken utöver sedimentgnejser också innefattar gnejsslager av sannolikt vulkaniskt ursprung. Huvuddelen av sedimenten inom kartbladsområdet torde ursprungligen ha innehållit rikligt med lera tillsammans med kvarts och fältspat i varierande proportioner. De bör följaktligen definieras som lerskiffrar. De genom omvandling förgnejsade lerskiffrarna brukar kallas skiffergnejser eller, när de utsatts för en ytterligare stegrad omvandling, granatådergnejser. Växelagrande med dessa bergarter finner man ofta finkorniga, kvartsrika gnejser i bäddar av varierande mäktighet. De senare har från början bestått av kvarts och fältspat dominerade, något grövre moiga skikt (metaareniter) i lerskiffrarna. Inlagringar av ljusa kvartsitiska, granat- och diopsidförande led, vilka en gång sannolikt utgjort kvartsrika märglar, förekommer också sporadiskt inom sedimentgnejserna. (Se Stålhös 1962,¹ s. 69—75, och 1964, s. 28.) Som en allmän regel gäller inom kartbladsområdet, att omvandlingsgraden hos de olika bergartsleden i det stora hela avtar något, då man från fastlandsområdet rör sig österut mot skärgården, särskilt mot Ornö. Detta förhållande kan bero på att lagerseriens yngsta, dvs. översta, delar möjligtvis anstår i öster.

¹ Arbetets titel återfinns i litteraturförteckningen.



Fig. 1. Granatådergnejs med veckat skikt av finkornig kvartsrik gnejs (metaarenit).
Rågsved (4f), Stockholm. — Foto G. Stålhös.
Veined garnet-gneiss (meta-argillite) including twisted layer of meta-arenite.

Skiffergnejsjer (huvudsakligen granatådergnejsjer)

Skiffergnejsjer, mestadels i form av granatådergnejsjer, bildar huvudmassan av sedimentgnejserna väster om en linje dragen i nordostlig riktning genom Horsfjärden, Väsbyfjärden och Dalarö med fortsättning åt N och NV genom Erstaviken. Kvartsrika gnejsled av mostenstyp (se s. 17) ingår i detta område nästan enbart som tunna (1 till 10 cm), vanligen veckade och avslitna skikt inom granatådergnejserna (fig. 1). Öster om nämnda linje ökar emellertid inslaget av de kvartsrika gnejserna för att till sist utgöra mer än två tredjedelar av sedimentgnejsernas totala volym (fig. 2).

Skiffergnejsernas och/eller granatådergnejsernas härstamning från lerskiffrar ger sig vanligen till känna genom närvaron av ett eller flera av följande silikatmineral: almandingranat (järnmagnesium-aluminiumsilikat), cordierit (magnesium-aluminiumsilikat), sillimanit och andalusit (aluminiumsilikat), biotit (järnmagnesiumglimmer), muskovit (kaliglimmer) och kalifältspat. Alla de grundämnen, som finns i dessa mineral, ingår i växlande proportioner i olika lermineral. I den marina miljö, som förmodligen härskat inom området vid tiden för lerans avsättning, torde särskilt



Fig. 2. Växellagring mellan kvartsrik finkornig gneis (metaarenit) och något tunnare skikt av glimmerrik skiffergnejs (metaargillit). Dalarö, sydvästra stranden (1j). — Foto G. Stålhös.

Interstratified beds of meta-arenite and meta-argillite. Fracture cleavages are seen in the meta-arenites.

kalium och magnesium i betydande utsträckning ha anrikats sekundärt ur havsvattnet genom att bindas i lerpartiklarna eller absorberas av dessa. Det finsandiga inslaget i granatgnejserna torde från början väsentligen ha utgjorts av kvarts och plagioklas.

Den mineralogiska sammansättningen av granatådergnejserna är tämligen ensartad men visar kvantitativt stora variationer. Huvudmineral brukar vara kvarts, kalifältpat, plagioklas (oligoklas) och biotit, av vilka än

det ena, än det andra mineralet är rikligast företrätt. I de bättre bevarade skiffergnejserna ingår som regel också muskovit jämte den finkristalliniska variteten sericit bland huvudmineralen. Väsentliga mineral utgör vanligen endera cordierit, granat och sillimanit eller muskovit och sericit, medan andalusit, grafit, svavelkis, magnetkis och zirkon mestadels förekommer som småmineral.

Granatådergnejsen har i stort sett en mycket likformig utbildning, vilket framgår på de flesta håll inom kartbladsområdet, t. ex. i trakterna av Rågsved (4f) och Farsta (4g). I smått är bergarten emellertid mycket oenhetlig, med gråvita eller blekt rosafärgade, grovkorniga, pegmatitiska, vindlande ådror eller körtlar av övervägande kalifältspat och kvarts i en mörkt gråviolett eller mörkgrå till svartgrå, medelkornig, parallellförskiffrad, biotit- och plagioklasrik mellanmassa. Den sistnämnda innehåller växlande mängder av rödviolett granat, oftast i korn från ett par mm till en cm stora, samt i mindre omfattning små knippen av färglösa till svagt bruna, sidenglänsande sillimanitnålar. Granat uppträder även i såväl små pegmatitiska ådror som större pegmatitiska partier inom gnejserna och bildar då ej sällan stora individ. Lokalt kan granaten bilda dm-stora aggregat, t. ex. inom granatgnejsen på de små holmarna Enstenarna i västra delen av Horsfjärden. Cordierit förekommer ofta i betydande mängd inom granatgnejserna. Dessa har därför emellanåt benämnts cordieritgnejsjer. I fält framträder mineralet särskilt väl inom de pegmatitiska partierna i gnejsen, där det bildar små grågröna individ, vanligen mellan 1 och 5 mm i diameter. Som exempel på ett område, där cordierit uppträder rikligt, kan nämnas trakten kring Berga V om Horsfjärden (0g). Vidare noteras ofta mindre kvantiteter av svavel- och magnetkis i form av insprängda korn. Grafit är också ett karakteristiskt mineral men förekommer vanligen i så små mängder, att det kan urskiljas först i mikroskop. Mera undantagsvis iaktas molybdenglans. En rostbrun vittringsyta är typisk för bergarten och har uppkommit genom oxidation av de i gnejsen ingående kisminalen. Särskilt kraftig har rostvittringen varit, där grafit finns närvarande. Karakteristiskt är att berget vid djupgående lokal vittring med utlakning av järn ur biotitglimmern får en mycket lös beskaffenhet och samtidigt antar en gulaktig färgton. Vackra exempel härpå finner man flerstädes, varvid särskilt Stortorpområdet (4g) V om sjön Drevviken och öarna i Mörbyfjärden V om Ornö kan nämnas. En utförlig beskrivning av skiffergnejserna lämnas i G. Stålhös 1962, s. 35—51.

Inom granatådergnejsernas utbredningsområde intar vissa massformiga,



Fig. 3. Massformig migmatitgnejs av osäkert ursprung. De små ögonen är av plagioklas och de större av kalifältspat. V om sportfältet, Skarpnäck (4g). —
Foto G. Stålhös.

Homogeneous migmatite-gneiss of doubtful origin. Small porphyroblasts of plagioclase and bigger ones of microcline are to be seen in the picture.

migmatitliknande bergarter av något svårtolkat ursprung en betydande areal (se nedan). Dessa kännetecknas av små, vita (genom kaolinvittring i ytan), tätt sittande fältspatögon, mestadels av plagioklas (1—5 mm), inbäddade i kvarts och mera underordnat biotit. Härtill kommer större, mera oregelbundet fördelade ögon av kalifältspat (fig. 3). Den huvudsakliga mineralogiska sammansättningen i de anförda bergarterna är följande: kvarts \cong plagioklas $>$ kalifältspat \simeq biotit. Som viktigaste småmineral tillkommer granat, zirkon och muskovit. Granaten återfinns relativt jämnt fördelad i spridda större korn. Lokalt förekommande gradvisa övergångar från de aktuella bergarterna till de biotitliriga granatådergnejserna gör att ett skifferursprung skulle förefalla sannolikt (jfr Stålhös 1962, s. 103—105, och 1964, s. 24). En del faktorer, som framkommit i samband med de fortskridande undersökningarna, visar emellertid att andra möjligheter också kan tänkas. Detta problem, som inte skall beröras här, tas upp till

behandling i en kommande regional översikt av Stockholmstraktens geologi.

De viktigaste områdena, där nu nämnda bergarter dominerar berggrunden eller bildar ett väsentligt inslag i den, är följande: 1, ett ca 500 m brett stråk utmed norra kartgränsen från Skarpnäck (4g) i V till Erstavik i 0; 2, ett ca 500 m brett och 3 km långt stråk med öst-västlig utsträckning från norra Gubbängen till sydändan av Skarpnäcks flygfält; 3, det av gnejsgraniter inramade berggrundspartiet från Stensjön (2i) i öster till Lycksjön (2h) i väster; 4, ett nordostligt km-brett stråk från kartgränsen i väster upp till Länna (3g) i öster, hela vägen S om den smala gnejsgranit-zonen i området; 5, ett ca 500 m brett stråk, som löper utmed sydöstra stranden av sjön Ådran (2f) och fortsätter åt SV ned mot kartgränsen; 6, ett område kring hela sjön Öran (2f). Detta sträcker sig i ONO-lig riktning från Långsjön i väster (2f) fram mot Handen i öster, ca 1 km S om kapellet. Härtill kommer som 7 ett stort område kring Träksjön norr-ut upp mot Hagalund (0f) och söderut över kartbladsgränsen.

Inom några tämligen obetydliga zoner påträffas en till det yttre relativt kompakt, ofta granatförande gnejs av förmodat sedimentursprung, vilken något skiljer sig från den nyss beskrivna bergarten. Gnejsen ifråga för grå eller blekt röda, ellipsformade, regelbundet anordnade fältspatögon (huvudsakligen kalifältspat), vilket gör att den ofta starkt påminner om en ordinär ögonförande gnejsgranit (s. 30). De viktigaste lokalerna för denna bergart är följande: 1, området kring vägskälet vid Fors (1g), ca 2 km S om Västerhaninge k:a; 2, ett smalt stråk åt VSV från Tjursjöns sydvästra del (1i) samt 3, utmed norra stranden av Erstaviken V om Dragviken. Vid sistnämnda lokal blir emellanåt fältspatögonen upp till 1.5 dm stora.

Kvartsrika finkorniga gnejser (Metaareniter)

Som tidigare framgått, utgör de i rubriken nämnda gnejserna ett starkt underordnat inslag i de stora områdena av skiffergnejs inom kartbladet (se s. 13). På fastlandet bildar de kvartsrika gnejserna endast lokalt sammanhängande arealer av någon betydelse. Den viktigaste förekomsten utgör en ca 200 m bred zon, vilken följer Nynäsvägen från området rakt V om Berga lantmannaskola åt söder och sydväst fram mot Ekeby (0f). I en vägskärning ca 750 m NNV om Gryt (0g) kan man studera ett fullstän-



Fig. 4. Metaarenitisk gnejs med liten, lagerformad intrusion av basisk urgranit (gnejsgranit). Badplatsen ca 3.5 km NNO om Dalarö kapell. — Foto G. Stålhös.
Meta-arenitic gneiss conformably intruded by a thin tonalitic layer.

digt snitt genom nämnda zon. Ett annat likartat stråk skär Huddingevägen i kröken N om Ormkärr (4f) i kartans nordvästra hörn.

I båda fallen är de kvartsrika bergarterna helt av samma typ som i de ständigt återkommande tunnare, i skiffergnejserna inlagrade skikten.

De kvartsrika gnejserna, som utgör metaareniter, är vanligen jämn- och finkorniga (< 0.5 mm), mörkgrå till gråblå bergarter med en kvartsitisk prägel. Denna utmärks dels av en fettartad glans, som betingas av det höga kvartsinnehållet, dels av de mussliga brottytor, vilka uppkommer i bergarten, då denna bearbetas. Den huvudsakliga mineralogiska sammansättningen är kvarts (40—65 vol%) $>$ plagioklas $>$ biotit (10—20 vol%). Lokalt tillkommer små mängder av kalifältspat. Som småmineral uppträder underordnat granat, grafit, svavel- och magnetkis, zirkon, sillimanit, cordierit och turmalin. Kvarsfattigare varieteter (< 40 vol%) förekommer också och har främst noterats från öarna i Mörbyfjärden V om Ornö. En mera påtaglig kalifältspathalt jämsides med plagioklasen, sannolikt ett resultat av *in-situ*-granitisering, har observerats i en del metaarenitiska gnejser från kustområdet N om Dalarö (fig. 4).



Fig. 5. Sedimentgnejs med växellagrande tunna glimmerrika och glimmerfattiga skikt. Sent bildade små fältspatögon (ljusa) kan ses i bilden. Granat finns även. Udde ca 300 m NO om Hässelmaras brygga, västra Ornö. — Foto G. Stålhös.
Thin-bedded sediment-gneiss composed of alternating layers rich and poor in mica. Small feldspar porphyroblasts (white) are seen in the picture. Garnet grains also occur.

Inom en och samma sedimentlagerföljd finner man inte sällan skikt-tjocklekar varierande allifrån någon centimeter upp till en meter. En lokal som mycket vackert belyser detta förhållande är belägen mellan de två små grönstensområdena vid Kvarnbro utmed Dalarövägen rakt N om Gålö. I andra fall åter växellagrar glimmerrika och glimmerfattiga, tunna skikt tämligen regelbundet med varandra (se fig. 5 och 6). En utförligare beskrivning av de kvartsrika, metaarenitiska gnejserna kan erhållas i G. Stålhös 1962, s. 51—69, och 1964, s. 25—28.

Leptiter—leptitgnejsjer

Leptiter och leptitgnejsjer upptar mindre än 5 % av hela kartbladets areal. De uppträder huvudsakligen inom tvenne områden, dels inom Österhanninge k:n (3ij) N om Stensjön, dels på Ornö (orange på kartan). Särskilt i det senare området är bergarterna i allmänhet så finkorniga, att de mesta-



Fig. 6. Sedimentgnejs med glimmerrikare och glimmerfattigare skikt i växellagring. Vittringen har arbetat selektivt, vilket innebär att de mjuka glimmerrika lagren blivit urgröpta. Udde S om Näsängen, södra Breviksnäs, Ornö. — Foto G. Stålhös.

Interstratified beds of metasediments, part of which are rich and part of which are poor in mica. The weathering has been selective and the mica-rich layers are removed in part.

dels bör kallas leptiter (namn på mycket finkorniga kvarts—fältspatbergarter av förmodat vulkaniskt ursprung).

Sura, röda leptiter (kornstorlek < 0.5 mm) och/eller leptitgnejsjer (> 0.5 mm) dominerar helt inom fastlandsområdet N om Stensjön. Vidare finner man sådana i flera lokala zoner, bl. a. inom östligaste delarna av Ornö. Den huvudsakliga mineralogiska sammansättningen är följande: kalifältspat \cong kvarts \cong plagioklas (albit-oligoklas) \gg biotit—klorit. Plagioklasen

är ofta sericitomvandlad och impregnerad med rött malmstoff (hämatit). Som småmineral noteras epidot, muskovit, oxidiska malmineral, kis, granat, zirkon och apatit. Lokalt har plagioklasporfyriska, röda, sura leptiter påträffats inom det sydostligast belägna hörnet av kartan, på Ornö. Den bevarade primärstrukturen tyder här på att de sura leptiterna åtminstone delvis är av vulkanogent ursprung. Något grövre former av de röda s. k. leptitgnejserna, både på fastlandet och på Ornö, påminner emellanåt starkt om sura, röda gnejsgraniter (s. 30) och har ett ursprung, som inte helt säkert kan fastställas. Liknande grövre, till ursprunget svårtolkade leptitgnejser—granitgnejser eller gnejsgraniter, i detta fallet grå till färgen, förekommer inom de med orange betecknade områdena S, SO och SV om Lervassa träsk, Ornö, samt inom några stråk på mellersta och västra Ornö. Dessa bergarter innehåller mer plagioklas än kalifältspat, varjämte halten av mörka mineral, dvs. biotit och hornblände, är högre än den i de nyss omtalade sura gnejserna.

Sura, rödgrå, ögonförande leptitgnejser förekommer på Ornö framförallt i två parallella stråk, vilka löper i nordlig riktning från södra kartkanten, dels tvärs över Lervassa träsk, dels ca 250 m O därom. Bergartens ögon, bestående av kalifältspat, är runda eller ellipsformade, vanligen 5 till 10 mm stora. De har genomgående bildats senare än den omgivande finkorniga grundmassan (0.2—0.4 mm).

Den övervägande delen av leptiterna på Ornö utgörs sannolikt av finkorniga s. k. natronleptiter med följande approximativa sammansättning: plagioklas (albit) \gg kvarts \gg biotit (el. lokalt muskovit). Härtill kommer vissa skarniga, ursprungligen kalkförande varieteter, där diopsid och blekt hornblände tillkommer. Som accessoriska mineral finner man titanit, apatit, zirkon, turmalin, grafit och kalcit. Oavsett den mineralogiska sammansättningen har dessa leptiter växlande färger, mestadels i olika nyanser av gråvitt, grått, mörkgrått eller rosa. Ljusgröna strimmor tillkommer i de skarniga leden. Kornstorlekarna i nämnda bergarter varierar vanligen alltifrån 0.05 till 0.2 mm. Ibland iakttas en fin rytmisk bandning av cm-breda skikt, inom vilka s. k. »graded bedding» kan spåras. Tungmineralen titanit och zirkon är vidare lokalt anrikade till smala strängar parallella med nämnda skikt. Dessa egenskaper tagna tillsammans tyder på att det i bergarten ingående materialet ursprungligen måste ha avlagrats under vatten. Ett belägg härför utgör ett ca tre meter brett lager av ovannämnda bergartstyp, vilket på båda sidor är omgivet av normala vittringssediment (fig. 7). Den egenartade, från normala sediment helt avvikande samman-



Fig. 7. Finbandad, laxfärgad tuffit (natronleptit). Se i övrigt texten. Udde ca 300 m NO om Hässelmara brygga, västra Ornö. — Foto G. Stålhös.
Thin-bedded, light reddish tuffite (natron-trachyte).

sättningen hos ifrågavarande bergart (natronextrem), gör det sannolikt att denna skall tolkas som en tuffit, dvs. en av vatten omlagrad vulkanisk aska. Lokalen ifråga är belägen på sydspetsen av udden vid Sjövik (1j), nordvästra Ornö.

Utmed västra stranden av Ornö uppträder en mycket intressant bandad serie sannolikt uppbyggd av vulkaniska tuffer—tuffiter, lavar och normala sediment. I kartan har den erhållit grön färg med överbeteckning av svarta streck anordnade parallellt med bandningen. Beteckningen vill illustrera att grönstensbergarter utgör seriens huvudmassa, i detta fall i form av sannolikt ursprungliga, porfyritiska lavar eller kristalltuffer, medan de svarta strecken antyder inslaget av bandade sedimentära och vulkaniska led i nämnda serie (se fig. 8). De senare är finkorniga och till sin sammansättning sura, intermediära eller basiska. De sura leden är rödlätta och till sammansättningen identiska med de tidigare beskrivna, röda, av kalifältspat dominerade leptiterna. De intermediära leden är vanligen vitgrå till grå eller mörkgrå och har följande sammansättning: plagioklas (oligoklas)



Fig. 8. Bandserien på Ornö. Växellagring mellan vanliga (klastiska) och vulkanogena (tuffitiska) sediment. Södra stranden av Koviken, västra Breviksnäs, Ornö. — Foto G. Stålhös.

The "banded series of Ornö". Interstratified meta-arenitic and tuffitic layers.

≧ kvarts > kalifältspat ≧ biotit > hornblände. I de basiska, mörkgrå till svarta leden är följande sammansättning typisk: plagioklas (andesin) ≧ hornblände > biotit ≈ kvarts > malmineral. Särskilt de kvartsrikare intermediära leden torde primärt i huvudsak ha varit uppbyggda av normalt vittringsmaterial lätt uppblandat med vulkanisk aska. De basiska leden däremot har sannolikt väsentligen vulkanogent ursprung (fig. 9). Oregelbundet uppträdande, sent bildade små fältspatögon förekommer allmänt



Fig. 9. Basisk tuffit (bildens vänstra del) och plagioklasporfyrnit (högra delen) inom bandserien på Ornö. Udde omedelbart O om Strömmingsholmen N om Breviksnäs. — Foto G. Stålhös.

Basic tuffite (to the left) and plagioclase-porphyrite (to the right) in the "banded series of Ornö".

inom serien och ger emellanåt dess olika led ett porfyrliknande utseende. I den mörka porfyrten, vilken utgör bandseriens huvudmassa, samt i vissa grå intermediära led, torde emellertid ögonen vara ursprungliga (fig. 9). Här finns nämligen äldre, zonart uppbyggda strökorn av plagioklas, vilka ofta blivit påbyggda och omkristalliserade i samband med den senare ögonbildningen. Strökornen är oftast 1 till 2 mm stora och omgivna av en fin-kornig grundmassa (0.2—0.4 mm). Den mineralogiska sammansättningen hos den aktuella bergarten är följande: plagioklas (andesin) \gg kvarts \cong hornblände \cong biotit—klorit. Accessoriskt tillkommer pyroxen, oxidiska malmmineral, titanit, apatit, zirkon och kis.

Kalkstenar

Kalkstenar förekommer huvudsakligen inom leptiterna på Ornö som spridda, vitgrå lager av varierande bredd. Skiktjocklekar alltifrån någon dm

upp till 5 à 10 m påträffas här. Ofta finner man upprepade kalkstenshorisonter i växellagring med bandade, finkorniga leptiter. Vid den största iakttagna förekomsten på en udde i Hålsjön nära södra kartgränsen har kalkstenen följande sammansättning: karbonat (47 %) > skapolit (25 %) > kvarts (14 %) > diopsid (9 %) > kalifältspat > plagioklas > titanit > zirkon. Endast i ett fall har kalksten iakttagits inom fastlandsområdet V om Ornö. Det gäller en ca 5 m bred och minst 500 m lång horisont, vilken på ömse sidor är omgiven av en typisk granatådergnejs. Lokalen är belägen ca 500 m ONO om Tjursta, omkring 3 km ONO om Österhaninge k:a. Sammansättningen av denna kalksten är följande: karbonat (81 %) > serpentin med rester, sannolikt av kondrodit (18 %) > titanit, malm m. m. I gränsen mellan kalkstenen och granatgnejsen ligger en smal zon av grågrön kvartsitliknande bergart, vars sammansättning är följande: skapolit (94.5 %) > diopsid > titanit. Bergarten ifråga torde ha bildats genom livligt substansutbyte mellan kalkstenen och omgivande gnejs.

Kalkstenarna, som för övrigt har ganska små dimensioner, är enligt ovanstående beskrivningar av tämligen oren beskaffenhet, ett förhållande som också utmärker de mindre kalkstensförekomsterna i angränsande områden (jfr kartbladen »Dalarö» och »Utö» 1882, s. 20, kartbladet Årsta 1874, s. 14 och N. Sundius 1939, s. 67—68). På grund härav torde nämnda kalkstenar knappast vara lämpade för industriell användning.

Grönstenar

Grönstenar fyller mindre än två procent av den totala kartbladsarealen. Vanligtvis skiljer man mellan två huvudtyper, dels djupgrönstenar intruderade och stelnade på större djup, dels ytgrönstenar av vulkanisk härkomst (se översikten s. 10). En tredje och tämligen obetydlig grönstensgrupp utgör gånggrönstenar av olika åldrar. (Se översikten s. 10 och kapitlet om diabas.)

Ytgrönstenarna bildar mestadels parallellförskiffrade, jämn- och finkorniga (vanligen < 0.5 mm), mörkgrå till gråsvarta lager (fig. 10) av växlande bredd inom sedimentgnejserna. (Beträffande porfyritiska ytgrönstenar inom den delvis vulkanogena bandserien, se s. 22.) Mineralfördelningen inom ytgrönstenarna är vanligen följande: plagioklas \cong hornblände \cong biotit \cong kvarts. Biotit är det viktigaste mörka mineralet, särskilt i de kvartsrika varieteterna, medan för övrigt hornblände dominerar. Ibland tillkommer granat i betydande mängd, inte minst i de biotitrika



Fig. 10. Isoklinalt sammanveckat basiskt lager inom granatådergnejs. Rågsved (4f), Stockholm. — Foto G. Stålhös.
Folded and refolded basic layers in veined garnet-gneiss.

leden. Mineralen kan lokal bilda cm-stora, runda aggregat men uppträder vanligen i tämligen jämnt fördelade, mindre korn med några få mm:s radie. Plagioklasen är ofta mycket kalciumrik (bytownit $> 70\%$ An), ett förhållande som synes vara helt oberoende av en hög eller låg kvartshalt i grönstenen. Som småmineral tillkommer merendels avsevärda mängder av apatit, oxidiska malmmineral, magnetkis, svavelkis, epidot, prehnit och zirkon. I några fall har finkorniga grönstenar, delvis med sannolikt ursprungliga porfyrströkorn, noterats, t.ex. N om Erstaviken rakt S om Vårgårdssjön (4i). Detta tyder på att lavar också torde ingå bland de aktuella ytgrönstenarna.

De förmodade djupgrönstenarna inom kartbladet är vanligen finkorniga (< 1 mm) till fint medelkorniga (> 1 mm) men kan lokalt också bli grovkorniga. En ursprunglig, riktninglös stelningsstruktur är ofta mer eller mindre bevarad inom plagioklasfältspaten, medan hornbländet i samband med omkristallisation vanligen blivit tydligt parallellanordnat. Färgen hos

bergarterna är mörkgrå eller något spräcklig i svart och vitt. Huvudmineralfördelningen är i allmänhet följande: plagioklas (andesin) > hornblände > biotit > kvarts. Klinopyroxen och granat tillkommer lokalt. Småmineralinnehållet är likartat med det i ytgrönstenarna. Bergarter av nämnda slag har närmast en sammansättning motsvarande gabbro eller diorit och bildar huvuddelen av de inom kartbladet förekommande grönstensmassiven. Särskilt väl bevarade, pyroxenförande och rikt differentierade är djupgrönstenarna inom det på upprepade ställen avslitna stråket N om Tungelsta jvstn (1f). Grövre och finkornigare led uppträder här växelvis och lokalt iakttas en bandning mellan hornbländerika och hornbländefattiga skikt, t. ex. S om Krigslida (1f). Skillerstenar (se nedan) finns också flerstädes inom dessa massiv. Speciellt intressant är en lokal ca 1 km SV om Västerhaninge k:a, där bergarten till strukturen närmast påminner om en diabasporfyrit med smala plagioklaslister mellan 1 och 3 cm långa. De senare är ibland parallellanordnade och markerar sannolikt flytningsriktningen hos den framträngande grönstensmagman.

Här och var påträffas små partier inom grönstenarna (från någon decimeter till meterstora), uppbyggda nästan helt av grovkristallint hornblände. Dessa hornbländiter eller så kallade skillerstenar, i vilka de ofta cm-stora, genomväxande kristallerna ger upphov till vackra, skillrande reflexer avbrutna av inneslutna korn, är massiva, svarta eller rostbruna och innehåller vid sidan av hornblände även något pyroxen och plagioklas (bytownit). Bland småmineralen märker man oxidiska malmineral, kis, titanit och apatit. Förutom i tidigare nämnda massiv N om Tungelsta jvstn påträffas skillerstenar bl. a. på följande ställen: 1, Stav, ca 2 km SO om Tungelsta stn; 2, L. Rotholmen V om Ornö; 3, Mörholmen, ca 3 km S om Dalarö kapell; 4, badplatsen N om Tegelbruket, ca 3.5 km N till NNO om Dalarö kapell och 5, i SV-delen av Stensjön (2i), Åva friluftsområde. Vid den sista lokalen uppträder enstaka, delvis väl bevarade olivinkorn inom skillerstenarna.

Kraftigt förskiffrade och omkristalliserade, hornbländerika grönstensled brukar kallas amfiboliter. Dessa vanligen svarta bergarter, som karakteriseras av nålformiga och parallellanordnade hornbländekristaller, har uppstått ur såväl djup- som ytgrönstenar genom omkristallisation varhelst ett riktat tryck varit rådande inom berggrunden. Ofta tillkommer mineralet granat i växlande utsträckning inom dessa bergarter, vilka då benämns granatamfiboliter. Amfiboliter med eller utan granat förekommer i större eller mindre omfattning nästan inom varje grönstensområde på

kartbladet. Som exempel på grönstensområden, där granatamfiboliter är rikligt företrädda, kan nämnas följande: 1, massiven N och V om Väsbyfjärden (1i) utmed Dalarövägen; 2, de små grönstenspartierna ca 2 km SO om Handens kapell; 3, en mindre grönstenslins ca 1.5 km N om Tungelsta jvstn samt, 4, ett smalt stråk ca 600 m NNV och Västerhaninge jvstn.

En utförligare redogörelse för karaktären hos grönstenarna inom Stockholmsområdet lämnas i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (1964, s. 30—36).

De få grönstenar inom kartbladsområdet, vilka trängt in och bildat gångar i berggrunden under uppehållet mellan de båda svekofenniska veckningsfaserna (se allm. övers. s. 10), har i huvudsak en amfibolitisk prägel. Detta innebär att den ursprungliga stelningsstrukturen helt plånats ut. Gångarna är finkorniga, gråsvarta och karakteriseras vanligen av följande sammansättning: hornblände > plagioklas > kvarts > biotit, malmmineral och apatit. En mera ingående beskrivning av dylika grönstengångar kan erhållas i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (1964, s. 52—55).

Urgraniter (huvudsakligen gnejsgraniter)

De genom förskiffring av urgraniter bildade gnejsgraniterna (se översikten s. 10) upptar mellan 15 och 20 procent av kartbladets yta och bildar mer eller mindre mäktiga, veckade lager i de övriga ytbergarterna.

Två slag av gnejsgraniter särskils på kartan, nämligen röda, sura och rödgrå till grå, intermediära till basiska. Allmännast förekommande är utan jämförelse en grå plagioklasgnejsgranit (fig. 11), vars huvudsakliga mineralsammansättning är följande: plagioklas (andesin med 30—45 % An) > kvarts > biotit > hornblände \cong kalifältspat. I vissa stråk (se nedan) utgör granat ett ganska iögonfallande inslag. Som småmineral möter man vanligen apatit, titanit, oxidiska malmmineral, prehnit, epidot och zirkon. Plagioklasen är mestadels måttligt sericitomvandlad, biotiten då och då kloritiserad. En ökning av biotit- och/eller hornbländehalten på bekostnad av plagioklas och kvarts kännetecknar de mera basiska, kvartsdioritiska varieteterna. Den grå plagioklasgnejsgraniten är omväxlande finkornig, fint medelkornig eller medelkornig och har till det yttre en homogen prägel. Den är utan undantag mer eller mindre starkt förskiffrad och/eller mineralstänglig. Detta framgår inte minst vid granskning under mikroskop.



Fig. 11. Jättegröta i grå plagioklasgnejsgranit. Den ljusa genomsättande bergarten är en granatförande granitaplit. Badplats ca 3.5 km NNO om Dalarö kapell. — Foto G. Stålhös.

Pot-hole in schistose tonalite. The latter is cut by a light grey granite-aplite.

Den för intrusivbergarter karakteristiska stelningsstrukturen finns lokalt bevarad i första hand i de mera basiska leden. Vanligen har nämnda struktur i växlande grad blivit utplånad och ersatt av en ojämnkornig, omkristalliserad krosstruktur, där i extrema fall fin- och medelkorniga fältspatskikt omväxlar med parallellanordnade glimmer och kvartsfält. Exempel på tidigare nämnda, tämligen rikligt granatförande gnejsgraniter finns bl. a. i följande områden: 1, stråket N om Långgarnsfjärden (0i) i riktning åt ONO fram till Aspön S om Dalarö; 2, stråket genom Dalarö med fortsättning åt V över Sandemar; 3, de två parallella stråken ca 1.5 km N om Dalarö kapell; 4, stråket SO om vägskalet vid Fors ca 2.5 km SO om Västerhaninge k:a; 5, det långsträckt gnejsgranitlagret NV om nämnda k:a; 6, området kring Tyresö-Flaten (3h); 7, det långa stråket O om Vendelsö (3h); 8, området från Lycksjöns sydspets (2h) ca 3 km i östlig riktning samt, 9, det lilla stråket NV om Sköndal.

Vid en ökning av kalifältspathalten på bekostnad av plagioklasen och de mörka mineralen, erhålls fältspatintermediära, ofta ögonförande gnejsgraniter. Sammansättningen i dessa är huvudsakligen följande: plagioklas $>$ kalifältspat \cong kvarts $>$ biotit \gg hornblände. Kalifältspaten i nämnda bergarter har en viss benägenhet att bilda större sammanhängande fält, s. k. ögon. Dessa är rundade eller rektangulära, vanligen 1 till 2 cm stora och utgörs mestadels av ett enstaka kristallindivid eller alternativt av två regelbundet sammanvuxna individ.

Ögonförande gnejsgraniter i samlade partier påträffas huvudsakligen inom följande områden: 1, stråken 1.5 km SO respektive 2.5 km S om Västerhaninge k:a; 2, den nordligaste, smala mot ONO riktade förgreningen av gnejsgraniterna på mellersta Gålö; östra delen av Björnö (1i); 3, stråket från området ca 1 km NO om Tjursjön (1i) med fortsättning åt VSV; 4, stråket S om Drevviken (3h); 5, ett ca 1×1.5 km² stort område N om Stensjön samt, 6, på öarna Ägnö, Härsö och St. Korpmanen i Erstaviken; 7, Korsholmen utanför Dalarö och, 8, St. Huvudholmen SV om Gålö. Grå färgtoner överväger bland ögonen hos gnejsgraniterna inom samtliga nämnda områden utom N om Stensjön och S om Västerhaninge, där röda nyanser delvis gör sig gällande. Granat har noterats i de ögonförande gnejsgraniterna på Björnö och i de motsvarande små stråken på nordöstra Gålö.

Röda, sura gnejsgraniter finns huvudsakligen inom två områden, dels i ett långsmalt stråk över Magelungen—Drevviken—Orlängen, dels i ett likartat stråk, som sträcker sig från Handen åt öster i en vid båge kring de grå gnejsgraniterna och leptiterna i Stensjöområdet (svarta prickar på brunt). De sura gnejsgraniterna är fin- till medelkorniga och har vanligen följande sammansättning: kvarts $>$ kalifältspat $>$ plagioklas \gg biotit. Små mängder finns av epidot, malmineral, apatit, zirkon, hornblände och pyroxen (orto-). Granat uppträder huvudsakligen i det stråk, som löper från Handen österut över Ramsjön—Lycksjön. Lokalt övergår de röda gnejsgraniterna i s. k. kvartssyeniter. Dessa bergarter kännetecknas av lägre kvartshalt och högre total fältspathalt än i graniterna. Samtidigt ökar också inslaget av mörka mineral, främst hornblände och/eller pyroxen. Kvartssyeniter har påträffats bl. a. i Farstaområdet och vid mellersta delen av Lycksjön (3h).

Gnejsgraniternas ursprungligen intrusiva karaktär belyses flerstädes genom deras relationer till den omgivande sedimentgnejsen. Så finns t. ex. rikligt med skarpt avgränsade och emellanåt rundade brottstycken av olika

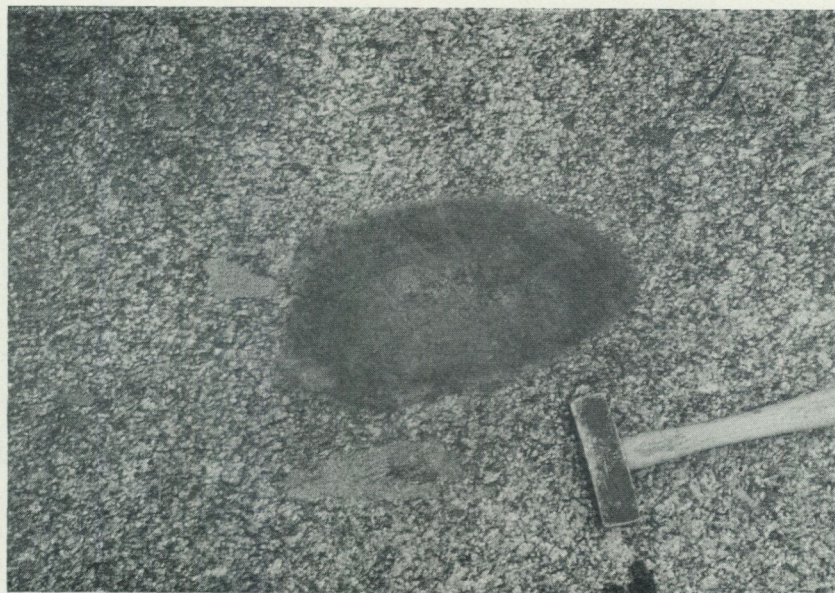


Fig. 12. Brottstycken av olika ytbergarter i grå, granatförande, basisk gnejsgranit.
500 m O om Oxnö, sydvästra Gålö (0h). — Foto G. Stålhös.
Supracrustal remnants in grey tonalite.

ytbergarter i gnejsgraniterna N och S om Oxnö på sydvästra Gålö (fig. 12). Vidare finner man inte sällan att gnejsgraniterna växellagrar med sedimentgnejserna, varvid skarpa gränser mellan de båda leden ofta kan iakttas (jfr fig. 4). Särskilt vanliga är dessa företeelser i området ett par km N om Dalarö samt för övrigt på Gålö och en del öar i skärgården (fig. 13). Större skivor och partier av sedimentgnejs förekommer ibland också inneslutna i gnejsgraniterna, t. ex. i höjden O om Jordbro hpl (2g) S om Handen. De inbördes åldersrelationerna mellan två tidigare beskrivna gnejsgranittyper framgår entydigt vid en lokal N om V. Bondäng på sydvästra Gålö. Här genomsätter nämligen en vitgrå, ögonförande, intermediär gnejsgranit i form av eruptivlager och gångar den inom kartbladsområdet allmänt företrädda, grå plagioklasgnejsgraniten.

Som tidigare framgått, finns både sediment- och vulkanitgnejs, vilka under olika betingelser omvandlats till bergarter med gnejsgranitisk prägel (se s. 17 och 21). Vid bedömningen av ursprunget för dylika bergarter gör sig därför ibland en viss osäkerhet gällande. Av denna anledning får



Fig. 13. Skarp gräns mellan ögonförande gnejsgranit (överst) och sedimentgnejs (nertill). Sydspetsen av Härsö (3j), Erstaviken. — Foto G. Stålhös.
Sharp contact between porphyritic granodiorite (at the top of the outcrop) and gneiss of sedimentary origin (below).

tills vidare den bruna färgbeteckningen på kartan även innefatta sådana om gnejsgraniter påminnande bergarter, vilkas ursprung icke säkert kunnat fastställas. Exempel på bergarter av detta slag finns inom de med brunt betecknade hällområdena mellan Västerhaninge k:a och Berga (0g).

Inom vissa gnejsgranitstråk förekommer rikligt med basiska inlagringar av ungefär liknande beskaffenhet och dimensioner som dem man möter inom ytbergartsformationerna. Sannolikt utgör dessa basiska lager åtminstone delvis relikta partier från sistnämnda formationer, ett förhållande som emellertid ännu ej kunnat klarläggas. Gnejsgraniter med basiska inlagringar har framförallt noterats på följande ställen: 1, områdena runt Tyresö-Flaten (3i) respektive V om Kalvfjärden (4i); 2, området mellan

Lycksjöns södra del och Bylsjön (2h); 3, stråket ca 1 km S om Tyresö-Flaten samt, 4, stråken N och S om Tjursjön (1i), ca 4.5 km V om Dalarö.

En mera uttömmande skildring av Stockholmsområdets gnejsgraniter kan erhållas i beskrivningen till kartbladet Stockholm NO (1964, s. 36—52).

Yngre graniter, apliter och pegmatiter

Vid slutet av den sensvekofenniska veckningen (se översikten s. 11) trängde via spricksystem och brantställda förskiffringsplan de granitiska smältor och lösningar fram från djupet, ur vilka efterhand graniter, apliter och pegmatiter (röd färg på kartan) utskildes genom kristallisationsprocesser. Nämnade bergarter upptar tillsammans mellan 1 och 2 procent av kartbladets hela yta i form av sammanhängande, större massiv. Härtill kommer betydande kvantiteter av små, genombrytande massiv och gångar, företrädesvis av pegmatit, spridda i den övriga berggrunden. Dessa har av praktiska skäl icke kunnat utskiljas i den aktuella kartskalen. Tagna tillsammans fyller de en areal, som torde vara väl så stor som de större massivens totala yta.

Granitmassiven är i stort inordnade parallellt med lagringen och/eller förskiffringen i den äldre berggrunden men överskär och breccierar i detalj den senare. Graniterna innehåller därför, särskilt i sina randzoner, rikligt med kantiga brottstycken av den omgivande gnejsen. Inom kartbladsområdet förekommer endast grå, fin- till fint medel- och jämnkorniga graniter, där kvarts och kalifältspat uppträder i ungefär lika mängder men vardera i något större kvantiteter än plagioklas (oligoklas). Sistnämnda mineral är mestadels fyllt med sericitiska omvandlingsprodukter. Härtill fogar sig ett tiotal volymprocent biotit. Granat påträffas lokalt. Bland småmineralen noteras oxidiska malmmineral, epidot, titanit, apatit, zirkon och kis.

Till skillnad från gnejsgraniterna brukar de yngre graniterna vara massformiga inom Stockholmstrakten. Detta utgör dock en sanning med modifiering inom kartbladsområdet, där de yngre graniterna ofta är lätt förskiffrade. Inom de långsmala granitstråken i skärgården möter man lokalt t. o. m. en markerad parallellstruktur (fig. 14). Denna är sannolikt nedärvd från de äldre ytbergarterna, ett förhållande som antyder att graniterna i detta fall delvis bildats genom materialutbyte på platsen (granitisering *in situ*). Kvarstående drag från en äldre ytformation utgör måhända också



Fig. 14. Grå yngre granit, som är massformig i bildens högra del men till vänster visar en från tidigare sedimentgnejsjer nedärvd lagerstruktur. Trälholmen ca 2.5 km SSO om Dalarö kapell. — Foto G. Stålhös.

Light grey young granite with relict banding, probably of supracrustal origin, to the left in the picture. To the right the granite is more homogeneous.

de rikligt förekommande basiska lagren inom de yngre graniterna dels kring Tjursjön (1i), dels inom stråket från St. Rotholmen över Vettskär och vidare i nordostlig riktning (jfr även s. 18). Diffusa övergångar mellan gnejsgraniter och yngre graniter, t. ex. på östra Härsö, tyder också på att de senare emellanåt bildats genom ombyggnad av äldre bergarter, i detta fall gnejsgraniter.

Vid de granitiska magmornas stelning i sådana fall, då granitisering ej kan förmodas ha ägt rum (jfr ovan), utskildes vanligen först de tidigare beskrivna, normalgranitiska typerna. Senare kristalliserade kvarts- och alkalirikare, ljusa apliter (finkorniga, vanligen ljusgrå, gråvita eller rödlätta, granitiska bergarter), som mestadels uppträder gångformigt. Mörka mineral saknas praktiskt taget i apliterna. Av senare datum är också pegmatiterna, vilka bildades ur de sura, på kvarts, alkalier och lättflyktiga beståndsdelar rika restlösningarna. Den stora rörligheten hos de i restlösningarna ingående komponenterna gynnade i förening med en långsam kristallisation uppkomsten av de stora mineralindivid, som kännetecknar pegmatiterna.

Pegmatiterna är således mycket grovkristallina bergarter och uppbyggs i stort sett av samma mineral som graniterna. De förekommer vanligen som gångar av växlande bredd (1 dm till ett tiotal m) eller som små, ore-gelbundet avgränsade massiv. Lokalt kan dessa i och för sig obetydliga massiv och gångar tillsammans utgöra en väsentlig del av de äldre gnejsernas samlade volym. Detta gäller inte minst i kartområdets östra delar. Här finner man också de flesta större pegmatitmassiven. Samtliga de med rött betecknade områdena öster om Stensjön och söderut till Dalarö utgörs nämligen av pegmatit med undantag för ett mindre parti av yngre granit N om kanalen mellan Dalarö och fastlandet. Samma sak gäller för de röd-betecknade områdena på Ornö.

Pegmatiterna har oftast en rödaktig färgton, särskilt i öster, medan grå färger dominerar inom kartans mellersta och västra delar. Till huvudkomponenterna kvarts och fältspat fogar sig vanligen mörk glimmer (biotit). Lokalt ersätts detta mineral av ljus glimmer (muskovit), främst inom skär-gårdsområdet. Småmineral förekommer mycket sparsamt i Stockholms-traktens pegmatiter. Vanligast torde följande mineral vara: granat, allanit (ortit), zirkon, svavelkis, magnetkis och molybdenglans. Härtill kommer ofta hornblände, främst i de pegmatiter, som genomslår de röda, kvartssyeni-tiska gnejsgraniterna inom bladområdet. Som exempel kan nämnas en lokal i Trångsund (3g), där hornblände bildar upp till 6 cm stora individ. Cordierit har bl. a. noteras i ett fall på nordöstra Gålö. Turmalin har endast iakttagits på Rönnskär, V om Breviksnäs, Ornö. Mineralet förekommer i en halvmeter bred, röd pegmatit, dels som 1 till 3 cm stora individ, dels i aggregat bestående av 1 till 2 cm stora korn. Flusspat har noterats invid en hornbländeförande, mindre pegmatitgång i Rågsved. Betydande mängder av rosenkvarts förekommer i pegmatitbrottet på Högholmen i Mörby-fjärden V om Ornö. Vidare har små partier av samma mineral iakttagits i pegmatit, dels N om Dalarö och dels, enligt äldre uppgifter, NV om sjön Trehörningen (3i), Tyresö sn.

En del mineral påträffade som sprickfyllnader i berggrunden skall näm-nas i all korthet. Utmed vägen ca 500 m S om Höjdens raststuga (3h), Österhaninge sn, anstår nära invid en grönsten ren kvarts innehållande diopsid, pyrit och magnetkis. Vid Gruvgården N om Träsksjön (Of) upp-träder likaledes diopsid, här i en ca 1/2 m bred och 3 m lång sprickfyllnad av blåaktig kvarts. På Näsudden, västra Breviksnäs, Ornö, har iakttagits en vacker sprickfyllnad av bergkristall. Invid kalkstenen på Koviksudd, Breviksnäs, noteras en sprickfyllnad av väl kristalliserad kalkspat som två

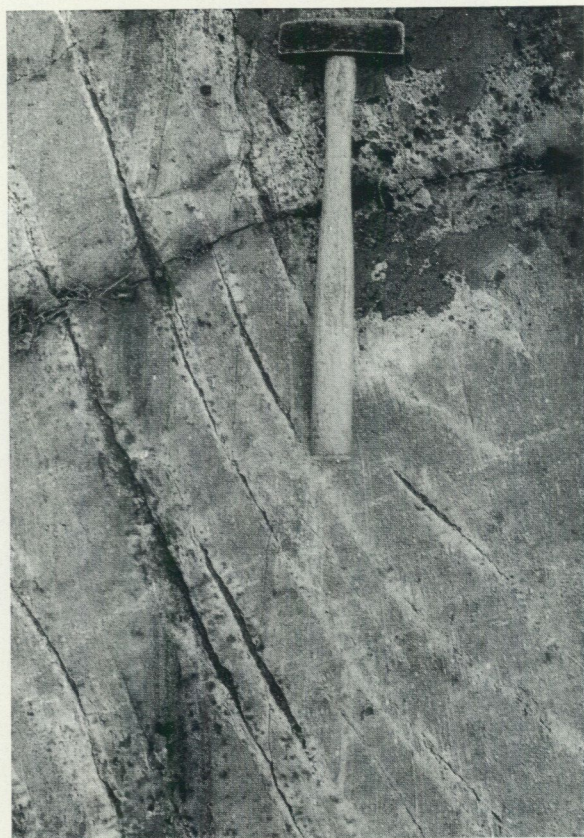


Fig. 15. System av sprickor (s. k. »Fiederspalten»), som övertvårar lagringen i bandserien på Ornö (parallell med hammarskaftet). Sprickorna är fyllda med svart hornblände och omges av en smal, rödlätt till ljusgrå urlakningsrand. Ca 200 m SV om Hässelmarabrygga, Ornö. — Foto G. Stålhös.

Feather joints filled up with black hornblende. The bedding planes in the "banded Series" are parallell to the hammer-handle.

till fem cm stora individ. Hornblände som sprickfyllnad har observerats på följande platser: 1, 200 m SV om Hässelmarabrygga, Ornö; 2, på Strömmingsholmen N om Breviksnäs och, 3, NO om Eknäset, Breviksnäs. I det senare fallet fanns vid sidan av 1 till 3 cm breda sprickfyllnader ett hornbländeaggregat på ca $5 \times 4 \times 1$ dm³. På de två övriga ställena är de lokalt 1/2 m långa och flera cm breda hornbländefyllda sprickorna regelbundet ordnade och bildar ca 45° vinkel med den förhärskande skiffri-

heten i den omgivande berggrunden (s. k. Fiederspaltan, se fig. 15). På Tallskär, NO om Gåsö (4j) finns något blyglans jämte små apatitkristaller i en spricka i pegmatiten enligt beskrivningen till kartbladet Gustafsberg (s. 21).

En utförligare redogörelse för Stockholmstraktens yngre graniter och pegmatiter kan erhållas i följande arbeten: Sundius 1948, s. 68—90, O. Brotzen 1959, s. 10—20, samt Stålhös 1962, s. 84—103 och 1964, s. 55—60.

Diabas

Diabaserna utgör de yngsta magmabergarterna inom kartbladsområdet och har en sammansättning, som i huvudsak motsvarar de tidigare beskrivna grönstenarnas. De uppträder uteslutande i form av gångar, brantstående eller vertikala sprickfyllnader, i berggrunden och har sannolikt bildats vid olika tillfällen i yngre urbergstid.

Diabasgångarna, av vilka ett hundratal påträffats, förekommer enstaka, parvis eller i svärmar, vilka sistnämnda lokalt kan omfatta ett tjugotal gångar, t. ex. i höjden 500 m NNO om Kolberg, 3.5 km SSV om Västerhaninge k:a. Huvuddelen av gångarna grupperar sig parallellt med några av de viktigaste sprickstråken inom området. Ett av dessa löper mot NO genom Lissmadalen (3g), och ett annat stråk kan följas genom norra delen av sjön Drevviken med fortsättning mot VNV över kartgränsen. Utöver de NO- och NV-liga gångsystemen påträffas en del nordsydliga gångar mellan Drevvikens hpl och sjön Magelungens mellersta del. För övrigt finner man spridda diabassvärmar, huvudsakligen med NV-lig strykning, i följande områden: 1, O om Träsksjön (0f); 2, på mellersta Gålö; 3, 1 km V om Berga lantbruksskola; 4, 2 km O om Öran (2f); 5, vid södra stranden av Stensjön (3i) och, 6, vid Strålsjön, ca 1 km O om Ältasjön (4h). Gångarnas bredd växlar vanligen från några decimeter upp till ett par meter. Bredare gångar kan parallellt med strykningen lösas upp i ett flertal smälare sådana, vilka senare åter förenar sig. Endast på två lokaler har bredder över 10 m noterats, dels i en nordsydlig gång inom Ågesta friluftreservat (3g), dels nära vägskälet 500 m SV om Drevvikens hpl inom Lissmadalen. Den senare flera tiotal m mäktiga förekomsten av kraftigt mylonitiserad, ursprungligen sannolikt porfyritisk diabas har införts på kartbladet, medan övriga gångar endast redovisas i en separat berggrundskarta i skala 1 : 100 000, omfattande de fyra kartbladen Stockholm NO, NV, SV och SO (SGU, Ser. Ba, nr 24).



Fig. 16. Diabasgångar av tre olika åldrar. Nr 1 är äldre än nr 2, vilken i sin tur är äldre än nr 3. N om Gransättra, ca 1.3 km rakt V om Berga lantbruksskola (0g). — Foto N. Å. Andersson.

Doleritic dikes of three generations (no. 1 oldest, no. 3 youngest).

Diabaserna är föga omvandlade och har till skillnad från amfibolitgångarna (s. 28) den ursprungliga stelningsstrukturen bevarad. Den senare bildar ett karakteristiskt ormskinnsliknande (ofitiskt) mönster bestående av i olika riktningar utströdda plagioklaslister, mellan vilka övriga mineral är infogade. De viktigaste av dessa är pyroxen (huvudsakligen monoklin men också rombisk) och hornblände jämte små mängder av kvarts, biotit—klorit, karbonat, malmkorn och apatit. Plagioklasen är mestadels zonart uppbyggd med en kärna av kalciumrik sammansättning ($An=45-65\%$) och en natriumrikare marginal (An ca 20%). Grovleken av det ofitiska mönstret i diabaserna beror till stor del på gångarnas bredd. Flertalet av diabaserna inom kartbladet är finkorniga, vilket innebär att huvudmassan av plagioklaslisterna mäter 0.5—1 mm. I återstående något grövre typer av diabas varierar nämnda lister vanligen från 1 till 3 mm. I allmänhet avtar kornstorleken från gångarnas centrum ut mot periferin, och ibland

möter man en några cm bred avkylningszon ut mot sidoberget, där diabasen är tät- eller ytterst finkornig. Trots diabasernas ofta finkorniga struktur brukar man i regel dock med blotta ögat kunna urskilja de små plagioklaslisterna. Bergarten är i friskt brott gråsvart men på vittrad yta svagt rostfärgad. Karakteristiskt är att den vid bearbetning sönderfaller i regelbundet begränsade stycken, som klingar vid slag. I en del fall är diabasen porfyritisk, varvid plagioklas och mera underordnat pyroxen bildar större strökorn i den f. ö. finkorniga grundmassan (jfr ovan). Emellanåt finns flera olika generationer av diabas t. ex. omedelbart N om gården Gransättra, ca 1.3 km rakt V om Berga lantbruksskola (fig. 16). Inom det NO-liga gångsystemet och i vissa nordsydliga gångar torde i ett flertal fall uppsmältningar ha ägt rum vid gränsen mellan den ursprungligen heta diabasmagman och omgivande, av gnejs bestående berggrund. Det uppsmälta, sura materialet har sedan stelnat senare än diabasen och lokalt trängt in i denna. Gränsen mellan diabas och kristalliserad uppsmält gnejs är ofta otydlig. Den senare har ett porfyrlignande utseende både i fält och under mikroskop, med enstaka, oregelbundna, strökornslignande kvartskorn och/eller fältspater i en finkornig grundmassa. En lämplig lokal, som illustrerar det ovanstående, är belägen i Lissmadalen invid vägen NNO om Gräsvreten, ca 2.5 km SV om Drevvikens hpl. En mera ingående beskrivning av NO-gångarna och deras porfyriska randfacies kan erhållas i Sundius 1948, s. 63—64. Det skall nämnas att diabasen vid Gräsvreten enligt Sundius innehåller bl. a. en delvis serpentinomvandlad olivin.

Sprickor och krosszoner

Bristningar och blockrörelser har vid skilda tillfällen ägt rum i den fasta jordskorpan till följd av spänningar inom denna. Resultaten märks främst i de system av sprickplan med växlande uthållighet, som genomkorsar berggrunden, och som åtföljes av krosszoner i de fall då rörelser av någon betydelse har skett (Sundius 1948, fig. 2 och s. 11—20). De mest framträdande sprickplanen inom kartbladsområdet ger sig morfologiskt tillkänna som långa, djupa ofta lerfyllda dalstråk och som långsträckta fjärdar och sjöar. En betydande del av de eventuella krosszoner, som finns längs dessa sprickplan, är följaktligen täckta av vatten eller lösa jordlager. De dalstråk, vilka följer sprickzonerna, kännetecknas vanligen av att berggrunden på ömse sidor om dem ligger på ungefär samma höjd. Rörelserna inom dessa zoner har följaktligen varit av begränsad omfattning men dock

tillräckliga för att ge anledning till krossbergarter. Har bergytan däremot höjts på ena och sänkts på andra sidan om en markerad sprickdal, kan rörelserna direkt verifieras i terrängen och man talar om förkastnings- eller överskjutningszoner.¹ Några sådana har inte kunnat påvisas inom det aktuella kartbladsområdet. De mera motståndskraftiga, till krossbergarter hårdnade delarna av krosszonerna brukar bilda höjder i eller nära invid sprick- och förkastningsstråken (B i kartan). Krossbergarterna kallas dels breccior (större eller mindre, kantiga bergartsbitar sammankittade av kvarts, kalkspat eller finkornigt krossmaterial), dels myloniter (till pulver nermalda och därefter på nytt hårdnade bergarter). De löst sammanfogade krossprodukterna inom rörelsezonerna (bergartsbitar, grus, lera m. m.) är, i motsats till de nämnda täta och hårda krossbergarterna, föga motståndskraftiga gentemot vittring och erosion, har låg hållfasthet och är lätt genomsläppliga för vatten. Liknande egenskaper har de s. k. skölarna,¹ där bergarten i rörelsezonerna omvandlats till bladformigt kristalliserade mineral utmed rörelseplanen. Det vanligaste skölmineralet är klorit, men bl. a. grafit förekommer också. Både de av löst krossmaterial uppbyggda zonerna och skölarna måste noga beaktas i samband med anläggningsarbeten i eller grundläggningensarbeten på berg.¹ Det förtjänar att nämnas, att en viss tendens till sekundär rödfärgning ofta förekommer i berget inom och invid krosszoner.

De mest markerade sprickdalarna inom kartbladsområdet har ONO-lig eller NV- till VNV-lig utsträckning och sammanfaller härvid till sina riktningar i betydande grad med de mycket gamla förskiffringsytorna i berggrunden. Parallellt med vissa av dessa sprickdalar grupperar sig merparten av diabasgångarna inom området. (Jfr den tidigare texten.) Endast i undantagsfall åtföljs nämnda sprickdalar av i fält iakttagbara breccie- och mylonitbergarter, t. ex. i Lissmaåns dalgång SV om Drevvikens hpl, där mylonitiserad, sannolikt porfyritisk diabas påträffats (se föregående kap.). Särskilt väl belagd med krossbergarter är den smala spricklinje, som i SSO-lig riktning löper från Bollmora (4h) genom Tyresö-Flaten—Långsjön och vidare V om Stensjön till pkt 20.35 ca 1.2 km VSV om Åva. NV om Tyresö-Flaten utgörs krossbergarten av en 5 till 10 m bred, bandad mylonit. Inom samma zon S om Stensjön anstår en kvartsläkt breccia. Ytterligare ett antal exempel på krossbergarter inom kartbladet skall här lämnas: 1, V om Askviken på mellersta Gälö anstår en 10-tal m

¹ Se Per H. Lundegårdh 1963.

bred, vertikalskivig mylonit; 2, 1 km VSV om Berga lantbruksskola (0g) finns en 10-tal m bred lokalt rödfärgad mylonit genomådrad av vit kvarts; 3, NV om Ribbylund (1g), S om Västerhaninge k:a uppträder en 20 till 40 m bred mylonit parallellt med berggrundens förskiffring på platsen; 4, S om Drevviken påträffas mörka, kompakta ögonförande myloniter; 5, i Gubbängen (4f) förekommer en ca 2 km lång rörelsezon i riktning N 30° O, där krossbergarten utgör en flintlik, finskivad mylonit, vars mäktighet varierar mellan 20 och 40 m.

Kalkspat—blyglansgångar

Smala gångar och sprickfyllnader av kalkspat och blyglans har under årens lopp påträffats i ett femtontal fall inom Stockholmsområdet. En ingående redogörelse för dessa gångar, deras åldersställning och ursprung lämnas av Sundius (1948, s. 92—96). Den intresserade läsaren hänvisas till detta arbete. Av Sundius beskrivna sprickfyllnader är tvenne belägna inom kartbladsområdet, den ena vid Erstavik ca 100 m SV om herrgårdsbyggnaden, den andra ca 700 m O om Örby gård, Örby (4f). Härtill kommer ytterligare två lokaler inom SO-bladet, vilka är omnämnda redan i beskrivningen till kartbladet Gustafsberg (A. G. Nathorst 1881, s. 20). Dessa är belägna vid Erikstorp samt vid Ritvik, ca 4 km N om Dalarö kapell.

Bergarter och mineral av ekonomisk betydelse

Om man bortser från en viss tillverkning av makadam har ingen nämnvärd stenindustriell verksamhet förekommit inom kartbladsområdet och förekommer inte heller i våra dagar. Endast några obetydliga pegmatitbrott har påträffats inom kartans del av Ornö, dels på Högholmen i Mörbyfjärden och dels invid stranden V om Mörby. En viss anrikning av magnetkis inom ådergnejsen förekommer enligt Sundius (1948, s. 91—92) på några ställen inom kartbladsområdet, dels i Gubbängen (4f) och dels vid Stortorp (3g). I båda fallen rör det sig om smala ådror och gångar av magnetkis, där något inslag av kopparkis iakttagits. Av likartad beskaffenhet är enligt Sundius sannolikt en tidigare känd och provbruten (bl. Stockholm, s. 33) förekomst av kopparglans, brokig kopparmalm och något zinkblände belägen N om Fårdala, ca 6 km VNV om Tyresö k:a. En detaljerad beskrivning av de förstnämnda fyndigheterna finns i det ovan förda arbetet av Sundius.

Summary: Description of the bedrock

The Archaean bedrock of the geological map-sheet Stockholm SE forms part of the roots of the old Svecofennian mountain range, which extended over vast areas of central and northern Sweden and southwestern Finland. The distribution of the various rocks is shown on the map.

The principal part of the map area is made up of high-metamorphic supracrustal rocks, which belong to the Mälaren series. This series is mainly composed of meta-sediments (interbedded layers of meta-argillite and meta-arenite, grey on the map), which were deposited in a vast sedimentary basin, during the earlier stages of the Svecofennian evolution. (Sediments of later origin in the area seem to have been removed by erosion.) A synchronous volcanic activity at irregular intervals can be traced all over the area mentioned. This activity was probably caused by block faulting, which followed as a consequence of tensional strain in the basin. The volcanism is indicated by numerous thin metabasitic beds in the metasediments as well as by some more extensive, thick layers of intermediate and acid gneisses, interpreted as metavolcanics (orange on the map). The main part of the latter (leptite-gneisses according to Swedish nomenclature) seem to have been originally tuffs and tuffites which were laid down on temporarily drained parts of the basin or mixed up with clastic sediments in the water.

During the primorogenic Svecofennian folding about 1 900 million of years ago magmas of different composition were introduced into the lower parts of the supracrustal series giving rise to gabbros, diorites, tonalites, granodiorites, and granites. Several of these rocks are now recrystallized and strongly schistose, especially the three last mentioned, which have been transformed into so-called gneiss-granites of different acidity (brown on the map).

Simultaneously with the intrusions mentioned varying degrees of recrystallization took place in the surrounding supracrustal series. Thus the volcanics turned into fine grained gneisses (leptites) and the different sediments into fine grained biotite-bearing quartzo-feldspathic gneisses (metagreywackes and/or meta-arenites) and mica-rich garnetiferous gneisses (meta-argillites).

After the primorogenic folding an intraorogenic period followed. Superficial joints and fissures were opened and filled up by basaltic magmas. The rocks of the resulting basic dikes have been transformed into fine-grained amphibolites.

Between 1 850 and 1 800 million of years ago a new phase of folding (the late-orogenic Svecofennian one) took place. High pressure and temperature and a contemporaneous supply of granitizing solutions caused a very thorough metamorphism during this period. In fact the late Svecofennian regional metamorphism strongly affected large parts of the Archaean of central and northern Sweden. Regional migmatization took place in the Mälär basin (including the present map area) which turned the fine grained sedimentary gneisses of different composition into coarse-grained, veined microcline-garnet-sillimanite-corderite gneisses and medium- to fine-grained quartzo-feldspathic gneisses. Increasing grain sizes of the metavolcanics also resulted from this transformation, turning the leptites into leptite-gneisses or even granite-gneisses. Feldspar porphyroblasts were also formed locally in the supracrustal rock as well as in parts of the infracrustal complexes. In

the deepest section of the basin, palingenic magmas and solutions are supposed to have been generated. When the tectonic pressure entirely ceased, these magmas rose from the depth. They intruded mostly conformably but also discordantly at a broad and fairly constant level of the basin. The resulting granites are very homogeneous, potassium-rich, mostly fine- to medium-grained rocks. Some of the magmas rich in volatiles reached a still higher level before they congealed, giving rise to cross-cutting dikes of pegmatite. After readjustment of the isostatic balance in the orogenic belt a long period of deep erosion followed. In the present day section through the earth's crust within the map area only small areas of young palingenic granites and pegmatites are still left (cf. the red colour on the map).

Younger than the Svecofennian rocks in the area are numerous dikes of dolerite (only the big ones have been denoted on the map).

Litteratur

References

- GFF (Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar)
 SGU (Sveriges Geologiska Undersökning)
 BGIU (Bull. of the Geol. Inst. of the University of Uppsala)
- Kartblad i skala 1 : 50 000, SGU, Ser Aa: Stockholm Nr 6, Årsta Nr 50, Gustafsberg Nr 73, »Dalarö» och »Utö» Nr 80, 81.
- ASKLUND, B., 1924: Målarporfyryrnas läge och sandstensområdet på Ekerön. — GFF 46.
- BROTZEN, O., 1959: Outline of mineralization in zoned granitic pegmatites. A qualitative and comparative study. — GFF 81, s. 10—20.
- DE GEER, STEN, 1910: Karta öfver Mellersta Sveriges landformer. — SGU, Ba 7.
- GEIJER, P., 1913: Zur Petrographie des Stockholm Granites. — GFF 85.
- GORBATSCHEV, R., and KINT, O., 1961: The Jotnian Målar Sandstone of the Stockholm Region, Sweden. — BGIU 40.
- HOLMQUIST, P. J., 1921: Stockholmstraktens berggrundstektonik. — GFF 43.
- 1928: En superkrustal porfyritformation inom urberget i Stockholms kustområde. — GFF 50.
- LUNDEGÅRDH, PER H., 1963: Projektering av rum och tunnlar i berg. — SGU, C 590.
- , LUNDQVIST, JAN och LINDSTRÖM, MAURITS, 1967: Berg och jord i Sverige. Almqvist & Wiksell. Andra uppl.
- STÅLHÖS, G., 1962: Nya synpunkter på sömrlandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. — SGU, C 587.
- 1964: Beskrivning till kartbladet Stockholm NO (berggrunden). — SGU, Ae 1.
- SUNDIUS, N., 1939: Berggrunden inom sydöstra delen av Stockholms skärgård. — SGU, C 419.
- 1948: Beskrivning till berggrundskarta över Stockholmstrakten. — SGU, Ba 13.
- WENK, EDUARD, 1936: Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud (Schärenhof von Stockholm). — BGIU 26.

Kvartära bildningar

Av

HANS MÖLLER

Allmän översikt

Den i det föregående beskrivna berggrunden är delvis täckt av olika jordlager. Dessa har bildats under den sista istiden och den därpå följande postglaciala tiden, dvs. under senare delen av den yngsta perioden i jordens historia, kvartärperioden. En kortfattad och delvis schematisk framställning av händelseförloppet vid jordlagrens tillkomst lämnas nedan.¹

När den sista landisen överskred kartområdet omgestaltades detta i många avseenden. Landisen tog upp och medförde såväl äldre jordlager som material från berggrunden. Rester av äldre jordlager är icke kända inom området, men bör kunna finnas bevarade i skyddade lägen, t. ex. inom de djupaste delarna av de sprickdalar i berggrunden, vilkas riktning avviker från landisens rörelseriktningar. Det av landisen bearbetade materialet avlagrades så småningom som en osorterad jordart — *morän* — bestående av varierande mängder av block, sten, grus, sand och mo samt i viss mån även finkornigare fraktioner. Moränen vilar direkt på berggrunden. Landisens av moränmaterial bemängda bottenzon slipade och repade berghällarna, särskilt på deras mot isrörelseriktningen vettande sidor, stötsidorna. Dessa kan vara vackert avrundade och slipade, medan läsidorna är kantiga och skrovliga som på typiska s. k. rundhällar. Slipningen och reporna — *räfflorna* — visar i vilka riktningar isen rört sig över området.

För ca 10 000 år sedan drog sig landisen tillbaka mot norr från kartområdet. Utanför den tillbakavikande, i stort sett i V—O utsträckta isfronten utbredde sig då till en början en issjö, vilken senare övergick i ett ishav (Baltiska issjön respektive Yoldiahavet). De efter hand från landisen frilagda delarna av kartområdet låg under issjöstadiet och början av ishavsstadiet helt under vatten. Sedan landisen lämnat kartområdet, dröjde det ungefär 1 000 år innan de högsta topparna inom området genom landhöjningen höjdes ur ishavet.

¹ För närmare kännedom om de kvartära bildningarna hänvisas till berörda delar av »Sveriges geologi» av Nils H. Magnusson—G. Lundqvist—Gerhard Regnell (4:e upplagan, Stockholm 1963) eller »Berg och jord i Sverige» av Per H. Lundegårdh—Jan Lundqvist—Maurits Lindström (2:a upplagan, Uppsala 1967).

Under isavsmältningen samlades en stor del av smältvattnet till stora isälvar, som rann fram i tunnlar i isens undre del. Strömstyrkan i isälvarna var i varje fall tidvis mycket hög. Moränmaterial, som kom i isälvarnas väg, sorterades och transporterades av dessa. Vid isälvarnas mynningar i isfronten avtog transportförmågan snabbt och det grövsta materialet avlagrades — *isälvsgrus* med rundade stenar och block samt *isälvssand*. Där det grövre isälvsmaterialet avlagrades som stora kullar, kom dessa, genom att isälvarnas mynningar försköts med den tillbakavikande isfronten, att bilda mer eller mindre sammanhängande åsar — *rullstensåsar*. De centrala delarna av dessa vilar i regel på berg. Övriga delar av isälvsavlagringarna vilar på morän eller berg. Det finkornigaste materialet från isälvarna transporterades längre bort från mynningarna och avlagrades som *glacial mo*, *mo* och *mjåla med lerskikt* samt *glacial lera*. De glaciala molagren går endast undantagsvis i dagen och har på kartan icke kunnat utskiljas från de postglaciala molagren (se vidare s. 82). De glaciala finkorniga sedimenten har i regel avsatts på morän. Utmed isälvsstråken och i deras närhet kan de också ha avsatts på isälvsmaterial. Undantagsvis vilar dessa finkorniga sediment direkt på berg.

Sedan ovan nämnda jordlager avsatts, kom stora delar av kartområdet så småningom att höjas upp över havsytan. Efter hand som landhöjningen fortgick, kom tidigare avsatta jordlager att passera strandzonen och genom vågornas och bränningarnas verkan bli mer eller mindre omlagrade. I utsatta lägen blev jordlagren i strandzonen helt bortspolade. Materialet omlagrades och avsattes på lägre nivåer. Det grövre materialet avlagrades vid och närmast utanför stränderna som *svallgrus*, *svallsand*, *grovmo* och *finmo*, i princip med avtagande kornstorlek utåt från stranden. Det finkornigaste materialet fördes längre ut på djupt vatten och sedimenterade där som *postglacial lera*. Inom ett litet avsnitt av kartområdet har sandlager (isälvssand och svallsand) även omlagrats av vinden till *flygsand*.

Under landhöjningen uppkom grunda vikar och insjöar. I flera av dessa sedimenterade lerslam med inslag av finfördelat organiskt material (gyttja) varvid *gyttjelera* bildades. I en del av sjöarna avsattes ren *gyttja* ovanpå gyttjeleran. Genom senare sjösänkningar har gyttja ställvis kommit i dagen. Genom igenväxning av sjöar och vattenfyllda sänkor har *kärr* och *mossar* uppkommit. Till de yngsta jordlagren hör också *svämsediment*, som bildats vid översvämningar utmed nutida eller för relativt kort tid sedan existerande vattendrag.

De inom kartområdet förekommande jordlagren har ovan och i den

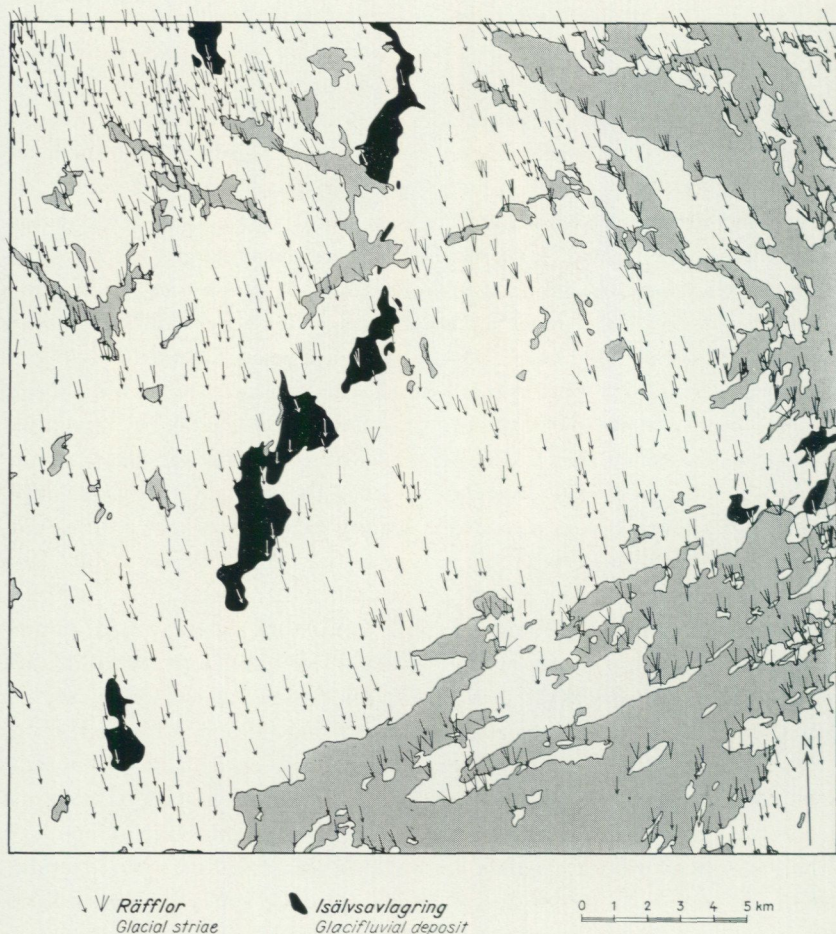


Fig. 17a. Räfflor och isälsvsstråk inom kartbladet Stockholm SO. Små, isolerade isälsvsavlagringar har ej medtagits på figuren.
Glacial striae and glacialfluvial deposits on the map-sheet Stockholm SO. Small scattered deposits excluded.

följande beskrivningen uppdelats i två huvudgrupper: glaciala och postglaciala bildningar. Till de förra räknas de jordlager, som avsatts direkt av landisen eller dess smältvatten eller som direkt härstammar från detta. Alla övriga jordlager räknas som postglaciala. På kartan har de två huvudgrupperna icke helt kunnat särskiljas. Jordarter, som på denna betecknats med blå och grön heltäckande färg (inkl. överbeteckningar) samt gul färg med röda streck som överbeteckning, är glaciala. Övriga jordartsbeteck-

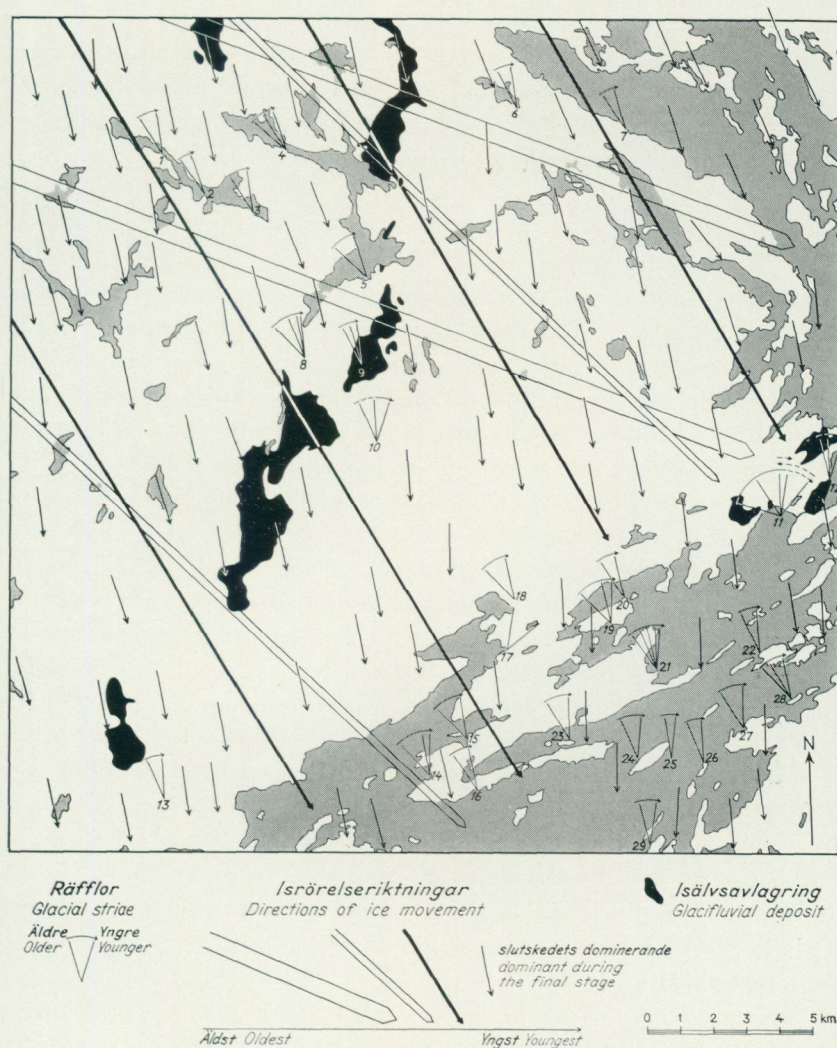


Fig. 17b. Översiktbild av isrörelserna inom kartområdet. Räffellokaler med helt eller delvis klarlagd åldersföljd mellan olika räffelsystem är numererade och beskrivna på s. 107—110. De äldre isrörelserna är schematiskt angivna med långa pilar. Slutskedets dominerande riktningar i representativt urval från fig. 17a.

Synoptical figure of the ice movements in the map area. Numbered localities with crossing striae are described on pp. 107—110.

ningar representerar i huvudsak postglaciala bildningar. Undantagen är att glacial finmo, som endast ställvis går i dagen, fått samma beteckning som postglacial finmo samt att de i närheten av större isälvsavlagringar i dagen förekommande grovmoiga sedimenten delvis kan vara glaciala, men erhållit samma beteckning som postglacial grovmo.

Räfflor

Räfflor förekommer rikligast i kartområdets nordvästra del samt i skärgårdsområdena. Inom stora delar av hällmassiven i kartområdets centrala del påträffas räfflor i relativt liten omfattning. Fig. 17 a visar ett representativt urval av områdets räfflor eller mer exakt uttryckt system av inbördes parallella, raka räfflor, vilka återspeglar landisens rörelseriktning. Ett något mindre urval av dessa räfflor återfinns på huvudkartan.

Lokaler med räfflor i olika riktningar är vanliga inom området. Det är dock endast på ett 30-tal lokaler som åldersförhållandet mellan räffelsystem kunnat helt eller delvis utredas. Dessa lokaler beskrivs på s. 107—110 och återges på fig. 17 b med markering för åldersförhållandet på varje lokal.

Inom kartbladen Stockholm NO och NV har den äldsta påvisade isrörelsen varit riktad mot OSO (Möller 1964 och 1965). Denna isrörelse tillhör troligen ett av de äldsta skedena av den sista nedisningen. Inom kartbladet Stockholm SO har endast ett fåtal spår efter en sådan isrörelse påträffats. På lokal 11 vid Dalarö är det äldsta bland flera räffelsystem riktad mot OSO (se s. 108). 900 m O om triangelpunkten på Kynäsberget, N om sjön Trehörningen (4f), finns en rundhäll med stötsida ungefär mot norr och en stor plan yta på läsidan stupande ca 40° mot SSV. Denna yta är vittrad och saknar räfflor, men den har tydligen ursprungligen slipats under en isrörelse mot OSO. (Hällen, som utgörs av ådergnejs, är belägen på en tomt vid vägens södra sida.)

Under ett senare skede, troligen i inledningen av sista nedisningens huvudfas, torde isrörelsen i detta område liksom N om Stockholm (jfr Möller 1964 och 1965) i stort sett varit riktad mot SO. Räfflor, som visar en äldre isrörelse i denna riktning, har påträffats på en del inom området spridda lokaler (nr 4, 5, 8, 14, 15, 18, 19 och 28). Senare under huvudfasen inriktades isrörelsen av allt att döma mot SSO för att slutligen inom större delen av området ändras till riktningar närmare N—S. De äldre isrörelserna har på fig. 17 b schematiskt markerats med långa pilar.

Slutskedets isrörelser kan studeras mera i detalj med hjälp av de på rund-

hällarnas stötsidor eller i motsvarande lägen dominerande räfflorna. Fler-talet enkla räffelpilar på fig. 17 a återspeglar rörelserna i isen relativt nära den under landisens avsmältning mot norr tillbakavikande isfronten. De inom kartområdets olika delar under slutskedet dominerande isrörelseriktningarna har återgivits på fig. 17 b. Inom skärgårdsområdet i SO var den dominerande riktningen under detta skede ungefär N—S. I nordöstra delen av kartområdet har isrörelsen tydligen även under slutskedet varit riktad mot SSO. Inom den övriga större delen av området har med undantag för en del lokala avvikelser den mot slutet dominerande riktningen varit ungefär N 10° V—S 10° O. De under slutskedet dominerande isrörelserna torde i stort sett ha varit riktade ungefär vinkelrätt mot den tillbakavikande isfronten och således ge en bild av dennas utsträckning i stora drag (jfr s. 80).

På tre lokaler utmed kusten i sydöstra delen av kartområdet (nr 11, 12 och 17) förekommer räfflor riktade mot SSV och SV. Dessa räfflor är synbarligen något äldre än samma lokalers stötsidesräfflor, vilka ligger i riktningar omkring N—S. Därest de förstnämnda räfflorna skulle härröra från en utbredd isrörelse under slutskedet eller något tidigare, borde motsvarande spår finnas flerstädes i lokalernas omgivning. Så är emellertid inte fallet. De aktuella räfflorna torde därför endast återspegla tillfälligt uppträdande, lokalt begränsade rörelser i isen. Sådana kan t. ex. ha utbildats i närheten av genom kalvningar (isbergsavlossning) oregelbundet brutna frontlinjer.

Morän

Morän har en anmärkningsvärt ringa utbredning inom kartområdet. Under landhöjningen har moränmaterial spolats ned från de tätt liggande höjderna i den småbrutna berggrundsytan. Detta förhållande kan emellertid endast delvis förklara bristen på morän i vissa områden. På många relativt stora, plåtåformade hållmassiv, särskilt i kartområdets centrala del, saknas moränmaterial (även block) i det närmaste helt. Bristen på morän i sådana lägen måste vara ursprunglig (jfr G. De Geer 1932, s. 12).

Morän i dagen framträder vanligast som uppåt uttunnande täcken i smala zoner på hållarnas sluttningar. Moränens mäktighet på dessa är i allmänhet ringa och torde sällan uppgå till mer än några meter. I övrigt förekommer morän i dagen i stort sett endast i små, relativt högt belägna sänkor mellan hållarna. Mäktigheten är även i sådana fall i regel ringa.

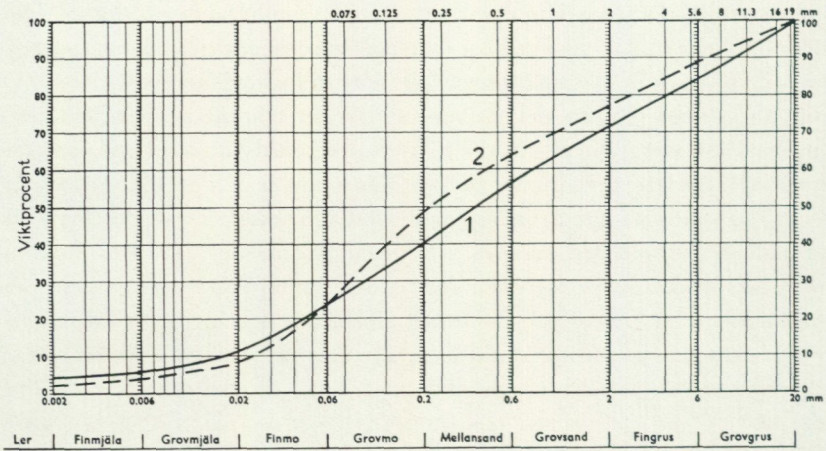


Fig. 18. Kornstorleksdiagram visande medelkurvor för grundmassans sammansättning i ett urval representativa prover av de två vanligaste moräntyperna inom området: kurva 1=sandig-moig morän (proverna 1—6, tabell s. 114). Kurva 2=sandig-moig morän med dominerande grovmofraktion (proverna 7—10, tabell s. 114).

Cumulative average curves showing the composition of the two most common till types of the area. 1=sandy till with coarse silt. 2=a special variant of the former with dominantly the fraction of fine sand.

I större sänkor och dalstråk, där moränen är täckt av yngre jordlager, är dess mäktighet säkerligen mycket varierande men föga känd. Man får dock räkna med att moränlager med avsevärd mäktighet (10 m eller mera) kan förekomma i dylika lägen.

Kartområdets morän saknar i stort sett egna ytformer. Moränen utfyller delvis depressionerna i berggrundsytan, men i övrigt återspeglar moräntorna, särskilt på slutningarna, underlagets ytform. I anslutning till hållar förekommer morän ställvis främst på läsidorna och kan där bilda en i isrörelseriktningen mer eller mindre utsträckt avlagring, s. k. läsidemorän. Ändmoräner av den i trakterna närmast N om Stockholm vanliga typen saknas inom detta kartområde.

Moränen är sammansatt av varierande mängder av alla fraktioner. Block och sten kan sägas ligga inbäddade i en grundmassa av främst grus, sand och mo, men även mjåla och ler. Variationerna i moränens sammansättning kan vara ganska stora. Med hänsyn till grundmassans sammansättning är moränen inom kartområdet dock huvudsakligen av sandig-moig typ. Proverna 1—6 i tabellen på s. 114 representerar den vanligaste typen. Denna utmärks av en nästan rak fördelningskurva (fig. 18, kurva

1). Proverna 7—10 representerar en annan vanlig typ av sandig-moig morän, i vilken grovmofraktionen dominerar (fig. 18, kurva 2). Andra moräntyper påträffas endast lokalt och kan ej utskiljas på kartan. Proverna 11—14 är exempel på några sådana moräntyper. Vanligast bland dessa är sådana som har en större grus- och sandhalt än den i trakten normala moränen. De grövre moräntyperna syns företrädesvis uppträda på berghöjdernas sydsidor, dvs. i lälägen. Sådan morän skiljer sig från den normala moränen även genom lösare lagring och i regel också genom större block- och stenhalt (se nedan). I lälägen har det grövre materialet ofta skarpa eller endast obetydligt avrundade kanter. Tydligt är att morän av detta slag bildats genom ofullständigare nedkrossning än den normala moränen. De lokala inslagen av grövre moräntyper är i detta område betydligt vanligare än i trakterna närmast norr om Stockholm. Orsaken torde vara att moränmaterialets transportsträckor ofta blivit ringa i den mera kuperade terrängen på Södertörn. I lälägen är också morän, som innehåller grus-, sand- och molinser, s. k. lälinsmorän (Möller 1960), en vanlig förekomst.

Ovanstående uppgifter om grundmassans sammansättning avser den av sekundära processer opåverkade moränen. Där morän går i dagen, är ytlagren i regel ned till några dm djup mer eller mindre omlagrade genom svallningen i forna strandzoner. Vid måttlig svallning har moränens ytskikt förändrats till egentlig s. k. svallad morän. Moränkaraktären har bibehållits, men lagret är uppluckrat och det finkornigaste materialet, främst mjäla och ler, är helt eller delvis bortspolat. Starkare svallning har resulterat i mera fullständig omlagring, varvid svallsediment bildats (s. 88). Inom de svallande moränytorna uppträder rikligt med små förekomster av svallsediment. Dessa kan ej utskiljas på kartan utan ingår i moränbeteckningen. I denna ingår även utsträckta men relativa smala zoner med svallsediment, vilka flerstädes täcker moränen på sluttningarnas nedre delar (jfr s. 90). Till ytlagren inom moränytorna hör också i viss utsträckning tunna lager av finkornigare, leriga sediment, vanligast förekommande på morän i svackor och sluttningarnas nedre delar. I de senare fallen ligger de uppåt utkilande leriga sedimenten oftast mellan ytliga svallsediment och underlagrande morän.

Moränens block- och stenhalt är mycket växlande. Block (> 20 cm) och sten (20—2 cm) tillsammans utgör normalt mellan en fjärdedel och hälften av det i moränen ingående materialets volym. Stenhalten är vanligtvis tydligt högre än blockhalten. Morän med nämnvärt högre block-

och stenhalt kan ställvis förekomma, bl. a. på berghöjdernas sydsidor. Sådan morän kan även tänkas förekomma på djupet inom en del sprickdalar.

Efter blockhalten i ytan brukar moränen indelas i blockfattig, normalblockig, blockrik och storblockig. Storblockiga moränytter saknas inom kartområdet. Blockrika ytor (tätt liggande medelstora block) av tillräcklig storlek för markering på kartan saknas också. Mindre sådana förekommer i enstaka fall, särskilt då i läagen på berghöjdernas sydsidor. Ytligt liggande blockanhopningar är således ovanliga, men sannolikt förekommer sådana flerstädes under de yngre jordlagren utmed slutningarnas nedre delar. Ytor med helt blottad morän har i huvudsak normal blockhalt. De som morän markerade ytorna är emellertid flerstädes närmast blockfattiga, dvs. endast enstaka spridda block är synliga på ytan. I regel beror detta på att tunna svallsediment döljer en stor del av de ytligt liggande blocken. Ställvis har ytligt liggande block även plockats bort, t. ex. i tätbebyggda områden.

Huvuddragen i moränens mineralogiska sammansättning, i varje fall vad avser det grövre materialet, kan i regel bedömas med ledning av kartor över berggrund och isrörelseriktningar. Moränmaterialet härrör nämligen huvudsakligen från berggrunden i de områden, över vilka isen närmast passerat i riktning mot avlagringsplatsen. Generella regler för en sådan bedömning kan inte anges, enär flera osäkra faktorer kan påverka det slutgiltigt avlagrade materialets sammansättning. Följande riktvärden torde dock i stort sett vara tillämpliga inom här aktuellt kartområde. Huvuddelen av block- och stenmaterialet i moränavlagringarna har transporterats högst omkring en mil, ofta endast några kilometer. Ställvis kan materialet härstamma nästan helt från den lokala berggrunden. Det gäller särskilt i utpräglade läagen i förhållande till isrörelserna.

För att få en närmare kännedom om en moränavlagrings mineralogiska sammansättning måste man undersöka denna direkt. En enkel metod, som ger mera exakta uppgifter än bara en bedömning, är att granska stenmaterialets fördelning på olika bergarter, s. k. stenräkningar. I tabellen på s. 112 redovisas några sådana stenräkningar som utförts inom kartområdet, främst för att med exempel i någon mån belysa ovanstående bedömningsgrunder. Stenräkningarna kommenteras i korthet nedan.

De vid samtliga lokaler underordnade inslagen av grönsten och pegmatit i stenmaterialet motsvarar i stort sett förhållandena i berggrunden inom aktuella områden och kommenteras icke vidare i det följande.

1. S om Ältasjön: I stenräkningen erhöles ca 50 % sedimentgnejs och ca 25 % gnejsgranit, vilket väl överensstämmer med berggrundens sammansättning i områden intill ca 1 mil N—NV om lokalen. I stenmaterialet märks vidare yngre granit (14 %). Härav är ungefär 10 % av den finkorniga typ, vilken uppträder som små underordnade inslag i berggrunden i nämnda områden samt i större omfattning närmast N om dessa. Högst ca 5 % av granitmaterialet tillhör den rödaktiga, medelkorniga till småporfyriska typ, som uppträder i berggrunden först ca 1.5 mil NNV—NV om lokalen.

2. Sydvästslutningen av det O om Tyresö k:a i NV—SO utsträckta höjdstråket, som utgörs av gnejsgranit: I stenräkningen erhöles 56 % sedimentgnejs och 28 % gnejsgranit, vilket ungefär kan motsvara fördelningen i berggrunden intill ca 0.5 mil NNV om lokalen, om man räknar med, att berggrunden under Erstaviken sannolikt utgörs av sedimentgnejs. Mellan ca 6 och 7 km NNV om lokalen har isen passerat över ett i V—O utsträckt stråk med yngre granit i berggrunden, vilket icke återspeglas i stenmaterialet vid lokalen. Det må tilläggas, att moränen här intar ett visst, dock icke utpräglat läge i förhållande till de yngre isrörelserna.

3. SV om sjön Trehörningen: Stenmaterialet domineras av sedimentgnejs (ca 60 %), vilken också är nästan helt dominerande i berggrunden intill ca 7 km mot NNV, där gnejsgranit tillkommer. I stenräkningen erhöles ca 10 % härav samt vidare yngre granit (14 %). Sistnämnda bergart förekommer dels som underordnade inslag i det nämnda sedimentgnejsområdet, dels som större inslag i berggrunden i områden med sydgräns ca 1 mil NNV om lokalen.

4. I dalgången mellan Lissmasjön och Drevviken, ungefär mitt emellan dessa samt på den norra dalsidan, dvs. i läge i förhållande till isrörelserna: Stenmaterialet utgörs huvudsakligen av sedimentgnejs (75 %) och yngre granit (14 %). Sedimentgnejs med underordnade inslag av yngre granit dominerar också berggrunden närmast N—NV om lokalen. Mellan 1 och 2 km NNV om denna har isen passerat över två stråk med gnejsgranit i berggrunden. I stenräkningen erhöles totalt endast 4 % av denna bergart (jfr lokal 5).

5. Ca 1 km S om sjön Orångens sydspets, 3.5 km VSV om lokal 4: I förhållande till berggrunden ligger lokalerna 5 och 4 i motsvarande lägen, men i förhållande till isrörelserna har lokal 5 ett mera öppet läge (dalgång i N—S). Detta återspeglas också av det högre inslaget av gnejsgranit (14 %). Stråket med gnejsgranit i berggrunden är beläget ca 0.5 km N om lokal 5. I övrigt domineras materialet vid denna lokal, liksom vid lokal 4, av sedimentgnejs (63 %).

6. Vid stranden S om Gålös centrala del: Moränen är här i viss mån avsatt i läge i förhållande till isrörelserna. I stenräkningen erhöles 50 % sedimentgnejs, vilken nästan helt var av den meta-arenitiska typ, som dominerar sedimentgnejserna i berggrunden på Gålö men som N därom endast uppträder som underordnade inslag. Granatförande sedimentgnejs, som dominerar i berggrunden N—NNV om Gålö, utgjorde endast någon procent av materialet i stenräkningen. I övrigt märks i stenmaterialet gnejsgranit (22 %), vilken också anstår i berggrunden närmast N om lokalen. Sammantaget visar stenräkningen att huvuddelen av materialet kan ha transporterats högst 3 km, troligen mindre.

I beskrivningen till kartbladet Stockholm NV omtalas, att rester av en äldre lerig—mjällig morän påträffats på några ställen i Stockholmstrakten (Möller 1965, s. 51). Sådana erosionsrester av äldre morän har icke observerats inom här föreliggande kartblad, men kan sannolikt förekomma här och var, åtminstone inom norra hälften av kartområdet, i utpräglade lägen i förhållande till de yngre isrörelserna. Detta antagande kan göras med ledning av dels räffloras vittnesbörd om isrörelserna (s. 48), dels moränrester av detta slag som påträffats längre västerut inom Södertörns norra del (Möller 1969).

Isälvsavlagringar

Bland isälvsavlagringarna inom kartområdet märks främst rullstensåsavnitt samt i anslutning till dessa förekommande utbredda avlagringar av deltatyp. Rullstensåsavsnitten utmärks bl. a. av att man i det inre kan urskilja skilda enheter, s. k. åskärnor, vilka avsatts i serie efter eller på varandra. Åskärnorna uppbyggs av grovt isälvsmaterial (grus, sten och block). Mellan åskärnorna samt i åsavsnittens yttre delar dominerar finkornigare material, främst sand. Även grovmo ingår, särskilt i åsavsnittens yttre delar. De i anslutning till åsavsnitten utbredda avlagringarna av deltatyp utgörs främst av sand och grovmo. Grövre material förekommer i vissa centralt belägna delar och ställvis även som underordnat inslag på djupet.

Inom kartområdet förekommer också isolerade mindre isälvsavlagringar av växlande sammansättning. Till dessa räknas även en del små grus- och sandavlagringar, vilka tydligen avsatts av tillfälligt uppträdande glaciala smältvattensflöden. Sistnämnda typ av avlagringar förekommer flerstädes i Stockholmstrakten, särskilt i sluttningar, och förväxlas där lätt med svall-sediment från morän. Sådana glaciala grus- och sandavlagringar upptäcks vid karteringen i regel endast om skärningar finns och kan alltså vara betydligt vanligare än vad som kan utläsas av de geologiska kartorna.

Rullstensåsavsnitten markeras på kartan med grön färg. Där åskron kan urskiljas, markeras de med blå punktlinje. Övriga isälvsavlagringar redovisas på kartan såsom isälvsgrus eller isälvsand. Strängt taget innebär dessa beteckningar endast att de ytliga delarna domineras av grovt, i huvudsak grusigt material, respektive finkornigare sandigt material, i vilket även grovmo ingår. Kartbilden över sådana isälvsavlagringar är emellertid till stor del representativ även för förhållandena på djupet.

Under landhöjningens gång har det ytliga delarna av isälvsavlagringarna omlagrats. Det omlagrade materialet ligger nu dels ovanpå isälvsavlagringarna, dels utanför dessa. Isälvsavlagringar markeras på kartan oavsett om de övre delarna, såsom i regel är fallet utgörs av svallsediment, vanligen svallgrus och svallsand. Konturerna mot omgivande utsvallad sand och mo utritas i princip efter morfologiskt framträdande gränser. Sådana gränser syns dock icke inom alla avsnitt. I vissa avsnitt har endast ungefärliga konturer kunnat anges på kartan. Ett ur praktisk synpunkt viktigt förhållande är att det inom ytor markerade som isälvsavlagring kan förekomma lerlager som täcks av svallsediment. Isälvsavlagringarna utbreder sig flerstädes även under de på kartan markerade angränsande, yngre jordlagren.

Mellan isälvsavlagringarna och de glaciala finkorniga sedimenten (s. 81) föreligger strängt taget ingen skarp gräns. Som övergångsformer uppträder sandiga och moiga sediment, vilka avsatts dels av från isälvsmyningarna utgående smältvattenströmmar, dels av mera självständigt uppträdande smältvattenflöden. I närheten av isälvsavlagringarna kan de glaciala sedimenten ställvis helt domineras av sand och mo. Glaciala sand- och molager förekommer också ofta som underlag till de leriga glaciala sedimenten, även långt utanför isälvsavlagringarna.

De största isälvsavlagringarna inom kartområdet uppträder i ett stråk från Västerhaninge mot norr över Handen och Vändelsö samt vidare till kartbladsgränsen vid Kolarängen i norr. Dessa avlagringar, vilka utgörs av rullstensåsavsnitt i kombination med utbredda avlagringar av deltatyp, tunnar ut och upphör ca 2 km N om kartbladsgränsen. Stråket har sedan gammalt fått ingå i den sammanfattande beteckningen Stockholmsåsen. Detta förfarande kan kanske vara lämpligt om man ser till den aktuella isälvens fortsättning norrut i isen (se nedan), men det må också framhållas, att isälvsavlagringarna vid Kolarängen och N därom är helt avskilda från det stråk av rullstensåsavsnitt, som går fram genom Stockholm. Inledningen till dessa uppträder inom kartområdet vid Tallkrogen, ca 5 km V om de föregående.

Isälvs materialet vid Tallkrogen måste ha börjat avsättas ungefär samtidigt eller något tidigare än de sista avlagringarna i det östligare belägna stråket. Den västliga älven eller älvgrenen har uppenbarligen efter hand övertagit rollen som huvudavledare för smältvattnet i isen inom berörda områden i norr. På vilket sätt detta skett är av allmängeologiskt och glaciologiskt intresse. Frågan kan inte närmare diskuteras inom ramen för en

kartbladsbeskrivning men må dock i korthet kommenteras. Med utgångspunkt från att man med isälv avser ett större sammanhängande vattendrag i isen kan två huvudalternativ tänkas: 1. När den ungefär i V—O utsträckta isfronten låg i närheten av kartbladsgränsen, har den vid Kolarängen mynnande isälven någonstans inne i isen börjat omläggas till en västligare bana med mynningen vid Tallkrogen. En sannolik orsak härtill kan vara, att isälven då kommit i sådant läge att förkastningsbranterna vid Nacka börjat utgöra avskärmande hinder. 2. Den östra isälven har helt sinat när mynningen låg någon kilometer N om kartbladsgränsen. I väster hade vid denna tidpunkt en ny, helt självständig isälv redan bildats. — Vilket alternativ som ligger sanningen närmast är främst en fråga om var den östra älven kan tänkas ha haft sin bana inne i isen, när isfronten låg vid kartbladsgränsen. Alternativ 1 torde av olika skäl vara det sannolikaste (jfr Eriksson 1960, s. 60). Bl. a. är resultaten av stenräkningar, vilka behandlas på s. 78—80 ett starkt stöd för detta alternativ.

Isälvsavlagringarnas lokalisering torde ha varit beroende av flera olika faktorer, av vilka främst kan nämnas berggrundsytan morfologi och de under slutskedet dominerande isrörelserna (jfr t. ex. Eriksson 1960, s. 59). De stora isälvarna har tydligen haft en allmän tendens att utbildas ungefär parallellt med slutskedets dominerande isrörelser, men samtidigt också en tendens att följa underlagets stora dalgångar. Det stora stråket med isälvsavlagringar mellan Västerhaninge och Kolarängen följer således till stor del dalstråk, vilkas riktning avviker upp till ca 25° från slutskedets dominerande isrörelser (fig. 17b). Sett mera i detalj uppvisar isälvsavlagringarnas lokalisering inom Södertörn ett mycket varierande mönster. Huvuddelen av isälvs materialet i de stora stråken, vilka mestadels följer dalgångar, uppträder omväxlande centralt inom dalgångarna eller lateralt högre upp på endera av dalsidorna och stundom även inom höjdområden vid sidan om dalgångarna. De små, isolerade isälvsavlagringarna uppträder mestadels på sluttningar.

Mellan växlingarna i isälvsavlagringarnas lokalisering och de olika avsnittens volym och materialtyp råder tydligen ett visst samband, vilket närmare behandlats i beskrivningen till geologiska kartbladet Stockholm SV (Möller 1969).

Nedan behandlas först isälvsavlagringarna i stråket Västerhaninge—Kolarängen och därefter övriga isälvsavlagringar (s. 73), av vilka främst märks avlagringarna vid Tallkrogen samt mera begränsade avlagringar i trakten av Tungelsta och omkring Dalarö.

Västerhaninge—Kolarängen

Isälvsavlagringarna i stråket Västerhaninge—Kolarängen börjar med en flackt utbredd, i huvudsak av sand bestående avlagring, på vilken den centrala delen av Västerhaninge samhälle är belägen. Grövre, grusigare material kan förekomma i begränsad omfattning närmast underlaget. Sådant material har t. ex. påträffats under ca 18 m mäktig sand i en borrhning vid folkhögskolan SV om kyrkan (E. Nilsson bl. a. 1962). Isälvsavlagringens gränser är delvis svåra att fastställa. Mot väster och öster är den i huvudsak tydligt begränsad av sluttningar mot omgivningarna. I sydligaste delen, där berg går i dagen, samt i området N om Västerhaninge stn är de på kartan inlagda gränserna mera ungefärliga. Inom det som isälvsavlagring markerade området, vilket som helhet ligger på relativt låg nivå, kan, särskilt i lokala sänkor, lerlager väntas förekomma under de i ytan dominerande, huvudsakligen sandiga svallsedimenten. Inslag av lerlager nära ytan har t. ex. påträffats vid kommunalhuset O om Västerhaninge stn (Västerhaninge k:n, arkiv för grundundersökningar).¹ Borrhningar, som utförts i samband med grundvattenundersökningar (Västerhaninge k:n), har gett belägg för att isälvsavlagringen på djupet har en viss utbredning utanför det på kartan markerade området. Således har i huvudsak grovmoiga och sandiga lager påträffats som underlag till finkornigare glaciala sediment på följande ställen och djup (ungefärliga uppgifter):

1 km SV om Västerhaninge stn:	36—38	m u. y.
0,3 km SSV om »	» : 34—39	»
1 km O om »	» : 25—35	»
1 km ONO om »	» : 13—34	»

N om Västerhaninge samhälle övergår den nämnda avlagringen i ett större komplex, som sträcker sig upp till Nedre Rudasjön och brukar benämnas Jordbro malm. Västra delen utgörs av rullstensås, som bildar en höjdsträckning med tydligt framträdande sluttningar mot väster. Mot öster ansluter denna med flack sluttning och utan markerad gräns till utbredda sandavlagringar. I början av nämnda åsavsnitt förekommer mäktiga grus- och sandlager. Vid gränsen mot åsområdet ca 350 m N om Västerhaninge k:a samt ca 600 m N därom har sådana lager med en mäktighet av minst

¹ I det följande anges som hänvisning till kommunala arkiv för grundundersökningar endast kommunnamnet.

35 m respektive minst 16 m konstaterats i borrhningar (Västerhaninge k:n). I det senare fallet påträffades isälvs materialet under 5 m mäktig lera överlagrad av 2 m mäktig svallsand.

Ca 1 km NO om Västerhaninge stn finns i sydligaste delen av nämnda åsavsnitt ett upp till 20 m djupt grus- och sandtag, som sträcker sig några hundra meter mot norr mellan landsvägskurvan och körvägen V härom. Inom detta grustag har en del borrhningar utförts (Västerhaninge k:n). En borrhning i den centrala delen, ca 300 m V om Björklund, har visat, att åsens totala mäktighet här uppgått till 35 à 40 m. I sydöstra delen av grustaget har grovt isälvs material, delvis med stora rundade block, påträffats. I övrigt har de uttagna delarna dominerats av sand. I grustagets södra del fanns år 1963 ett vertikalt snitt, vilket uppifrån och nedåt visade följande lager: blockigt stenigt grus (ca 1 m), stenigt grus (ca 1 m), grusig sand (ca 1 m), sand (ca 1 m), glacialt varvigt sediment, mo och mjåla med lerskikt (ca 1.5 m) samt delvis stenigt isälvsgrus (ca 8 m +). Sedimenten ovanför det glaciala varviga sedimentet gav genom lagring etc. ett klart intryck av att vara svallsediment. Det uppåt tilltagande inslaget av grovt material är också typisk för svallsedimentlagerföljder. Profilen torde alltså visa, att nedbrytningen och omlagringen av åsen varit omfattande.

Under senare år har grustäkten 1 km NO om Västerhaninge stn utvidgats mot söder. Därvid har påträffats ett i isälvsgruset på ca 10 m djup inlagrat, 0.3—1 m mäktigt moränlager. Moränlagret, vars bortschaktade del haft en utsträckning av minst 50 × 50 m, beskrivs och kommenteras närmare i ett särskilt avsnitt på s. 65—69.

Ca 1 km N om Västerhaninge k:a, dvs. i den västra delen av åsen, har 1968 ett stort parti av varviga glaciala sediment (huvudsakligen mo och mjåla med lerskikt) påträffats under ytliga sandlager. I ett ca 40 m långt vertikalt snitt var detta parti 7—8 m mäktigt och visade en skiktstupning av ca 45° mot öster, dvs. in mot åsens centrala del. Skiktningen visade sig ställvis också vara kraftigt störd. Denna förekomst av varviga finkorniga sediment har ursprungligen tydligen avsatts i en dödisgrop och senare täckts av svallsediment. I andra snitt omkring denna förekomst gränsade de varviga sedimenten mot isälvs material.

Från nämnda grustag och norrut till området SV om Jordbro hpl har hittills inga stora ingrepp gjorts i åsen. Ett flertal borrhningar har emellertid utförts (Västerhaninge k:n och Österhaninge k:n). Inom en zon, som sträcker sig från hällområdet N om Björklund ca 1 km mot NNV, har man därvid påträffat berg på djup av storleksordningen 10 m u. y. Borr-

ningarna har vidare visat, att isälvsaterialets mäktighet N om denna zon, liksom S därom, ställvis kan uppgå till flera tiotal meter.

SV om Jordbro hpl har man vid schaktningar för byggnadsanläggningar på åsens östra sida blottlagt ett bergparti endast någon meter under den tidigare markytan. På kartan har detta bergparti markerats som framgrävd håll.

Från området V om Jordbro hpl till området V om Nedre Rudasjön har en serie stora ingrepp gjorts i åsen. Grovt isälvsmaterial har påträffats i vissa centrala avsnitt. De yttre delarna av åsområdet har här i stor utsträckning utgjorts av finkornigt sandigt material.

Mellan Västerhaninge och Jordbro ansluter en utbredd, huvudsakligen sandig isälvsavlagring till åsens östra sida. Den på kartan inlagda gränsen mot omgivande finkorniga sediment och torvmarker är morfologiskt framträdande genom låga sluttningar. De ytliga lagren inom isälvsavlagringens område utgörs av sandiga och grovmoiga svallsediment. Dessa har flerstädes befunnits vara underlagrade av glacial lera, vilken i sin tur vilar på isälvssand. Svallsedimentens mäktighet avtar med ökat avstånd från åsen. Ungefär mitt emellan Lillsjön och Jordbro hpl har i en borring (Österhaninge k:n) ca 2 m mäktig lera påträffats under ca 5 m mäktiga svallsediment (sand och grovmo). SO om Jordbro hpl förekommer 1—2 m mäktig svallsand underlagrad av 0.5—1 m mäktig lera. De underliggande, primärt avsatta isälvsedimenten torde i huvudsak också utgöras av sand och grovmo. Mindre inslag av grusigare material kan förekomma, särskilt närmast underlaget. Även inom detta område kan isälvsaterialet ställvis vara av betydande mäktighet. Ca 150 m respektive 700 m NO om Björklund, dvs. vid den yttre gränsen av det nämnda områdets södra del, har vid borringar konstaterats ca 12 m mäktigt, huvudsakligen sandigt isälvsmaterial överlagrat av finkornigare glaciala sediment och svallsediment. Den sammanlagda mäktigheten av de överlagrande sedimenten var 9 respektive 4 m (Västerhaninge k:n). I den norra delen av området har man mellan Lillsjön och ca 500 m S därom genomborrat huvudsakligen sandigt och grovmoigt isälvsmaterial med mäktigheten varierande mellan 34 och 5 m (Österhaninge k:n). Även vid dessa borringar visade sig isälvsaterialet vara överlagrat av finkorniga glaciala sediment, delvis lera, samt svallsediment (se ovan). Variationerna i isälvsaterialets mäktighet inom hela det ovan behandlade området är dels beroende av underlagets morfologi, dels av den delvis härmed sammanhängande frågan om smältvattenströmarnas läge och riktning. Det är ej klarlagt om isälvsaterialet öster om

den egentliga åsen härstammar enbart från den mot söder riktade stora isälven. Smältvattenströmmar kan också tänkas ha gått fram i den från Jordbro hpl mot nordost utsträckta dalsänkan, där ytlagren nu utgörs av finkorniga sediment och torv. Undersökningar inom det av Slätmossen (Österhaninge k:n) intagna området har visat, att mäktiga molager förekommer här under de glaciala, finkorniga sedimenten. Det är alltså möjligt, att även egentligt isälvs-material förekommer på djupet i denna dalsänka och bildar en mera direkt förbindelse mellan avlagringarna omkring Jordbro hpl och Handen. I varje fall förekommer isälvs-material på djupet i sänkans fortsättning V om landsvägen samt omkring Lillsjön. (Den senare är en källsjö med grundvatten från åsen. Ytliga tillopp saknas. Avrinningen har uppgått till omkring 10 l/s.) I en av de förut nämnda borrhningarna belägen ca 400 m S om Lillsjön utgjordes isälvs-materialet av ca 30 m »grovmo och sand» vilande på ca 5 m »grovtt grus». Det må också noteras, att det relativt höga bergläget inom en zon från Björklund mot nordnordväst (s. 58) kan ha orsakat, att de mot söder utgående smältvattenströmmarna avlänkats mot sydost.

Mellan det ovan beskrivna Jordbroområdet och den omkring Handen utbredda isälvsavlagringen finns NO om Lillsjön och V om Nynäshamnsvägen ett stort avsnitt, inom vilket isälvs-material har begränsad utbredning mellan tätt liggande berg i dagen. Inom detta område torde isälvs-materialets mäktighet i stort sett vara ringa. Materialet är, i varje fall i ytan, huvudsakligen sandigt. Isälvs-materialet i detta område utgör början av den omkring Handen utbredda isälvsavlagringen. Inom denna är materialets sammansättning och mäktighet mycket varierande. Grusigt material har på kartan utskiljts inom de centrala, högst belägna delarna av området, men förekommer här och var på djupet även inom områdets yttre delar. Områdets gräns mot sydost är på sträckan mellan Janstorp och Skäggsmo morfologiskt ej tydligt framträdande. Gränsen mot Slätmossen är utbildad som en relativt flack, omkring 1 m hög sluttning. Längre mot nordost, dvs. S om p. 57.83, markeras den nämnda gränsen däremot av en 4—5 m hög distalbrant. Mot nordost gränsar isälvsavlagringen till stor del mot uppstickande berg och saknar i övrigt morfologiskt framträdande gränser. Gränsen mot norr är något mera framträdande genom sluttningar, även om dessa sekundärt förändrats vid svallningen under landhöjningen. I väster begränsas avlagringen av höga och branta sluttningar mot Övre Rudasjön.

Inom en 200—300 m bred zon närmast NV om Slätmossen ingår delvis

relativt finkornigt material i de allmänt förekommande svallsedimenten, som täcker isälvsmaterialen. Ytan har härigenom ställvis blivit försumpad. Vid grundundersökningar (Österhaninge k:n) i nämnda zon har noterats huvudsakligen moiga ytlager intill 4 m u. y. och därunder upp till 5 m mäktiga lager av sandigt grus. Bergnivån varierade mellan 5 och 14 m u. y. De största djupen uppmättes närmast Slätmossen. I dalsänkan, som intas av denna, har mäktiga glaciala molager påträffats under finkornigare varviga sediment. SO om Handens centrum har borringar utförts i en linje från punkt 59.91 ca 250 m mot sydsydväst (Österhaninge k:n). Överst förekommer här 1—2 m mäktiga sandlager, därunder gruslager med sandskikt vilande på berg omkring 5 m u. y. I den centrala delen av Handenområdet har blockigt, stenigt isälvsgrus observerats i ett upp till 7 m djupt, nu nedlagt sand- och grustag ca 800 m SO om Handens stn. Den mäktigaste delen av isälvsavlagringen omkring Handen förekommer i väster mellan Övre Rudasjön och landsvägen mot Nynäshamn. Det N om Övre Rudasjön uppträdande åsavsnittet visar också, att en relativt stor isälvsgrän varit förlagd utmed östsidan av den dalsänka, i vilken sjön är belägen.

Vid grundundersökningar (Österhaninge k:n, Geo-expert AB) omkring 100 m SO om Handens stn har upp till 25 m mäktiga lager av sand och grus genomborrats. Man har därvid påträffat ett 1.5—2 m mäktigt utbrett lager av varvig mo och mjåla med lerskikt, vilket tydligen är såväl undersom överlagrat av isälvsmaterial i primärt läge. Det varviga lagret påträffades på djup mellan ca 5 och 8 m under ytan. Ett likartat varvigt, finkornigt sediment uppträder ca 8 m u. y. i den nordvästra väggen av ett nu nedlagt, upp till 20 m djupt sandtag ca 500 m S Handens stn. Dessa observationer beskrivs och kommenteras närmare på s. 70—72.

Åsavsnittet N om Övre Rudasjön ansluter morfologiskt icke direkt till avlagringarna omkring Handen. För att markera detta har den nuvarande sänkan utmed järnvägen N om Handens stn utskiljts som svallsand på kartan, trots att isälvsmaterial torde förekomma på djupet. I norra delen av åsavsnittet har relativt stora uttag av sand och grus gjorts. Utmed dalgångens västra sida 400 V om Dammträsket avslutas detta stråk med en mindre avlagring, vars natur av isälvsavlagring bl. a. styrks av den på s. 79 kommenterade stenräkningen (nr 8). Som där framhålls får man med ledning av denna stenräkning också anta, att isälvsgränsen N om Övre Rudasjön varit utsträckt mot nordost över Drevvikens södra del. Vid Ö. Täckeråker S om Drevvikens sydspets har en liten avlagring av stenig sand (på kartan isälvsand) observerats under glacial lera. I övrigt har

icke påträffats några spår efter eventuella isälvsavlagringar på djupet inom den för isälven sannolika sträckningen mot nordost upp till området N om Vändelsö. Sådana torde också saknas. Flera förhållanden tyder nämligen på att isälven, när isfronten låg över norra delen av Handenområdet, lagts om till en östligare bana från Vändelsötrakten mot söder, dvs. i det stråk som nu intas av Vändelsömalmen (jfr s. 71 och s. 79 samt kartbilden).

Isälvsavlagringarna i Handenområdet är i varje fall i ytan avskilda från dem som bildar Vändelsömalmen. Ca 2 km O om Handens centrum utgår från Forsla kärr en dalgång mot nordnordväst. I dennas södra del förekommer isälvsmaterial, sannolikt huvudsakligen sand, som i söder avgränsas av en mer än 5 m hög sluttning mot kärret. Denna avlagring kan stå i mer eller mindre direkt förbindelse med södra delen av Vändelsömalmen, O om Söderbytorp. Vändelsömalmen utgörs areellt sett till största delen av utbredda, huvudsakligen sandiga lager, som ansluter till centrala åsavsnitt. Mot sydost gränsar avlagringen mot högre liggande berg- och moränområden. I passet mellan hällarna ca 1 km SO om Söderby är isälvsavlagringens gräns mot utsvallad sand icke morfologiskt framträdande och svår att fastställa. Den på kartan inlagda gränsen är här mycket ungefärlig. I övrigt begränsas isälvsavlagringen i den vidare sträckningen upp mot Drevviken med undantag för några små avsnitt av tydliga och delvis branta sluttningar.

I Vändelsömalmens södra del har relativt stora uttag av sand gjorts 1—1.3 km OSO om Söderby. Några härvid blottade hällar i det nu delvis utfyllda och bebyggda sandtagets botten har markerats på kartan. Sandtagets djup var i norra delen 10—15 m, i södra högst hälften härav. I ett mindre uttag vid områdets gräns ca 1 km OSO om Söderby fanns minst 5 m mäktiga sandlager. Inom området kan ett centralt åsavsnitt urskiljas med början ca 1.5 km O om Söderby. I detta avsnitt, som sträcker sig utmed landsvägen mot norr, kan grövre material väntas inta en stor del. Här torde också isälvs materialet genomsnittligt vara betydligt mäktigare än inom de omgivande som isälvs sand utskilda ytorna. Inom de senare uppträder också berget flerstädes i dagen. Åsformen inom det aktuella avsnittet är längst i söder otydlig, men blir mot norr allt tydligare. 1.5 km ONO om Söderby finns en kortare rygg parallellt med och skild från den förra av en djup sänka, vilken sannolikt intagits av dödis. För att markera denna sänka har här svallsand redovisats på kartan. Även de av torvmarker intagna sänkorna på åsens ömse sidor S om p. 47.48 samt V om Källtorp torde helt eller delvis ha varit fyllda av dödis vid isälvs materialets avsätt-

ning. Vid Källtorp förekommer en friliggande, som isälvssand markerad avlagring. Mot väster avgränsas denna i mellersta delen av en upp till 10 m hög sluttning. Den östra delen gränsar mot ett högre liggande berg- och moränområde. I sydvästra delen är avlagringens gräns svår att fastställa och den har på kartan möjligen lagts ett hundratal meter för långt söderut.

I anslutning till ovan nämnda åsavsnitt utbreder sig N om Källtorp isälvsmaterial inom ett område, där berget flerstädes går i dagen. Materialet mellan hållarna är i varje fall i ytan huvudsakligen sandigt. En mindre rygg med förmodligen grövre material även på djupet har utskiljts SO om p. 47.48. NNO härom uppträder mera egentliga åsavsnitt. Dessa kan sägas vara delvis avskilda från varandra genom en serie hållar ca 700 m NNO om p. 47.48. Det nordligaste av de nämnda åsavsnitten tunnar ut mot norr och upphör O om Dalen, i varje fall vad gäller den del som går i dagen. Möjligt är, att isälvsmaterial i någon utsträckning fortsätter mot norr på djupet och där också kan stå i viss förbindelse med den lilla isälvsavlagring, som går i dagen vid Drevvikens södra strand N om Vändelsö. I norra delen av denna avlagring har grovt isälvsmaterial (stenigt grus) observerats.

På sträckan mellan Drevvikens strand N om Vändelsö och Trollbäcken går isälvsavlagringar i dagen endast på några spridda ställen. Isälvsmaterial kan i viss utsträckning tänkas förekomma på djupet mellan dessa avlagringar. Det är emellertid icke känt, om ett helt obrutet stråk med isälvsmaterial föreligger på nämnda sträcka, ej heller i vilken mån de i dagen gående isälvsavlagringarna kan stå i förbindelse med varandra. NV om Trollbäcken börjar en större sammanhängande isälvsavlagring, vars södra del, S om Lindalen, brukar benämnas Skrubba malm. Större delen härav har formen av ett utbrett åsavsnitt, inom vilket berget flerstädes går i dagen. De största mäktigheterna torde förekomma inom den högst belägna centrala delen. Inom det i sydväst anslutande område, som på kartan utskiljts som isälvssand, torde avlagringens mäktighet i genomsnitt vara ringa. På sträckan mellan Trollbäcken och Lindalen är isälvsavlagringen i stort sett orörd och bevuxen med vacker tallskog. Ett relativt stort, nu utfyllt grustag har funnits omkring 600 m S om triangelpunkten 82.2 Älta-berg. Mindre uttag har gjorts intill vägens östra sida omkring 1 400 m S om nämnda triangelpunkt. N om Lindalen har stora ingrepp gjorts i åsens centrala del. Från området SO om Älta-berg sträcker sig nu delvis återfyllda grus- och sandtag ca 1.5 km mot nordnordost. Åsens centrala del följer här i huvudsak sänkorna i berggrunden. På djupet framgrävda häl-



Fig. 19. Detalj från ett vertikalt snitt i en lateral del av en stor åskärna, visande att sättningar ägt rum sedan lagren avsatts. 500 m SV om Skogshyddan (4h). — Foto H. Möller 1965.

Detail from a vertical section in a lateral part of a large ice-core, showing small faults. 500 m SW of Skogshyddan (4h).

lar har markerats med punktkontur på kartan. De största uttagen har gjorts inom norra hälften av nämnda sträcka. Ca 1 km NNO om Ältaberg har uttagen nått ner omkring 20 m u. y.

Fig. 19 visar en detalj i lagerföljden inom en lateral del av en stor åskärna, ca 500 m SV om Skogshyddan. Små förkastningar har här tydligen ägt rum i lagren efter avsättningen. G. De Geer (t. ex. 1932, s. 17) har framhållit, att sättningar är vanliga i åskärnornas laterala delar samt att detta är ett tecken på att materialet avsatts vid isranden. Sättningarna antas ha uppkommit, när inlagrad eller stödjande is så småningom smält bort.

Från Skogshyddan till kartbladsgränsen i norr fortsätter isälvsavlagringen med mer eller mindre tydlig åsform. På denna sträcka har några märkbara uttag icke gjorts i avlagringen. I stort sett följer denna även här sänkor i berggrundsytan. I väster gränsar avlagringen inom större delen av sträckan mot högre liggande berg. I ett avsnitt NO om Strålsjön breder den ut sig och utgör ingen egentlig åsbildning. Den N härom på kartan markerade åsen upphör omedelbart S om kartbladsgränsen. Här inkommer från norr en djup sänka, vilken på kartan markerats som svallsand och som avskiljer nordligaste delen av nämnda ås från V härom avsatt isälvs-

material. Det senare har avsatts på berg och morän, som i stort sett slutar mot norr och öster. Omedelbart N om kartbladsgränsen övergår denna isälvsavlagring i små, egentliga åsavsnitt. Dessa och därmed också hela det ovan behandlade stråket med isälvsavlagringar, vilket börjar vid Västerhaninge, upphör helt ca 2 km N om kartbladsgränsen.

SPEIELLA UNDERSÖKNINGAR

I det föregående har omnämnts dels ett moränlager i grustaget ca 1 km NO om Västerhaninge stn (s. 58), dels ett lager varvig mo och mjåla med lerskikt i isälvsmaterial närmast S om Handens stn (s. 61). Enär dessa båda företeelser är av speciellt intresse, behandlas de nedan separat med utförligare beskrivningar och kommentarer.

Inom ett minst 50×50 m stort område omkring 800 m NO om Västerhaninge stn har man under senare års grustäkt påträffat ett ca 0.2—1 m mäktigt moränlager, vilket såväl under- som överlagrats av stenigt isälvsgrus i primärt läge. Det aktuella området, där grustaget nu nedförts till en horisontell nivå ca 27 m ö. h., är beläget inom den västra delen av det egentliga rullstensåsavsnittets sydligaste del. Hösten 1967 befanns moränlagret inta en sträcka av ca 50 m i en i N—S utsträckt grustagsvägg, knappt 50 m O om det på topografiska kartunderlaget markerade boningshuset på åsens västsluttning. Moränlagrets nordligaste blottlagda del var beläget vid den horisontella grustagsbotten. Moränlagret var där ca 1 m mäktigt och överlagrades närmast av stenigt isälvsgrus (ca 7 m), isälvsand (ca 3 m) och överst svallgrus (ca 1 m). N om denna punkt fortsätter moränlagret förmodligen ned under grustagsbotten. I grustagsväggen S om nämnda punkt var moränlagret på vissa ställen dolt av nedrasat grus, men framstod dock tydligt som ett i stort sett rakt utsträckt lager med en mot söder jämn stigning och jämnt avtagande mäktighet. I den sydligaste framträdande delen av moränlagret var dess mäktighet endast någon dm. Den synliga delen av det under moränlagret förekommande steniga isälvsgruset var här 5—7 m mäktigt. Inom detta avsnitt var moränlagret täckt av ca 8 m mäktigt stenigt isälvsgrus, vilket i sin tur överlagrades av 1—2 m mäktiga svallsediment. Fig. 20a visar ett avsnitt från den mellersta delen av den aktuella grustagsväggen. Fig. 20b är en närbild från samma avsnitt. I detta påträffades i ett litet blottlagt parti av isälvsgruset, ca 1 m under det egentliga moränlagret, ett ca 1 dm mäktigt moränskikt med ungefär horisontell utsträckning.



Fig. 20a. Skärning i rullstensåsen 800 m NO om Västerhaninge stn, vilken visar läget för ett avsnitt av det moränlager, som här inom ett minst 50×50 m stort område befunnits vara såväl under- som överlagrat av mäktiga lager av stenigt isälvsgrus. Bilden visar mellersta delen av ett av de snitt, i vilka moränlagret närmare granskats (se texten). Moränlagrets övre och undre gräns har markerats på bilden (svarta linjer). Inom den av streckade linjer markerade delen var moränlagret synligt innan ett ras inträffade och dolde moränlagret.

Fig. 20b är en närbild av partiet vid spaden. — Foto H. Möller 1967.
Section in the esker 800 m NE of Västerhaninge station, showing a part of a till-layer (within the lines marked on the photo) resting upon and covered by glacialfluvial gravel (see p. 105). Fig. 20b is a close-up picture of part of Fig. 20a.

Lagerföljden i den ovan beskrivna grustagsväggen har, efter hand som denna parallellförflyttats ca 10 m mot väster, visat sig vara bestående. Det egentliga moränlagret har bibehållit ungefär samma läge och form. I

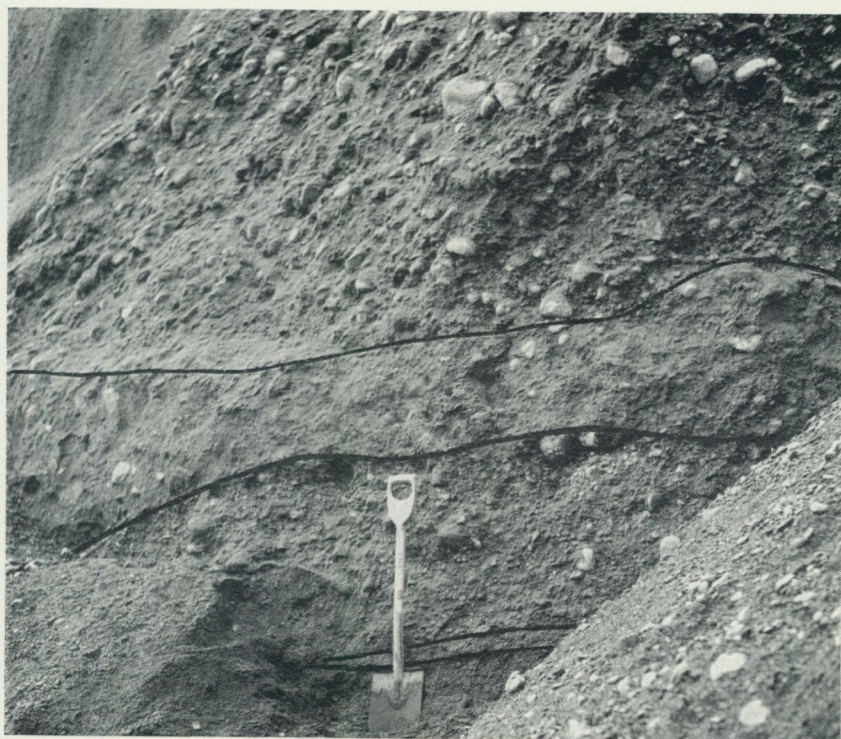


Fig. 20b. Närbild av partiet vid spaden i fig. 20a. I det under moränlagret liggande isälvsgruset förekom även ett moränskikt (på bilden markerat vid spadbladets överkant). — Foto H. Möller 1967.

Close-up picture of the till-layer in Fig. 20a. A stratum of till occurs near the blade of the spade.

ett av snitten var moränlagrets sydligaste del samtidigt helt blottlagt på en sträcka av ca 20 m. I det undre isälvsgruset fanns här även det ca 1 dm mäktiga moränskiktet samtidigt synligt inom en ca 15 m lång sträcka, 0.5—1 m under det egentliga moränlagret.

Enligt utförliga uppgifter lämnade av grävmaskinisten i grustaget, Filip Carlsson, har det aktuella moränlagret förekommit i ungefär samma läge och nivå inom den före hösten 1967 utschaktade delen av åsen intill minst 50 m öster om den sistnämnda grustagsväggen. Moränlagret har i samtliga snitt haft en utsträckning av ca 50 m, varit mäktigast och legat lägst i norr samt kilat ut på högre nivå i söder. Moränlagret har även varit något välvt uppåt så att de östra delarna legat högre än de västra. Mäktig-

heten har också tunnats ut mot väster. Stenigt grus av samma typ som i de ovan närmare beskrivna snitten har funnits såväl under som över moränlagret i de utschaktade delarna. Där moränlagret förekommit, har de uttagna delarna av åsen varit minst 15 m mäktiga.

Moränlagret var uppåt och nedåt skarpt avgränsat mot isälvsgruset (fig. 20). Moränens grundmassa var i stort sett den i dessa trakter normala sandig-moiga typen. Mellan grundmassans sammansättning i moränlagrets övre och undre del föreligger ingen nämndvärd skillnad. Fyra analyser har gett följande medelvärden för grundmassans sammansättning: grovgrus 16 %, fingrus 17 %, grovsand 17 %, mellansand 14 %, grovmo 13 %, finmo 8 %, grovmjåla 6 %, finmjåla 4 % samt ler 5 %.

Moränlagret utmärktes vidare av att det var mycket hårt packat, särskilt i den övre delen. Stenhalten var i hela lagret relativt hög. På grund av den höga stenhalten kunde icke någon tillförlitlig stenorienteringsanalys utföras. Även stora risker för ras i grustagsväggen begränsade undersökningsmöjligheterna.

I moränlagrets undre hälft utgjordes stenmaterialet i påfallande hög grad av väl rundade stenar av samma typ som i det underliggande steniga isälvsgruset. I den övre hälften av lagret dominerades stenmaterialet nästan helt av skarpkantiga stenar av sedimentgnejs. För att ge en ungefärlig uppfattning om stenmaterialets fördelning på olika bergarter i moränlagrets övre och undre hälft samt i närmast ovan- och underliggande isälvsgrus har fyra stenräkningar utförts (nr 14—17 i tabellen på s. 112). Resultaten visar framför allt en mycket påtaglig skillnad mellan stenmaterialets bergartstyper i moränlagrets övre och undre del. En stor del av stenmaterialet i den senare härrör tydligen från det under moränlagret förekommande isälvs materialet.

Ca 50 m O om den del av grustaget, inom vilken det nämnda moränlagret påträffats, har i primärt läge avsatta isälvsgruslager befunnits vara veckade. De veckade lagren, vilka således observerats i sydöstra delen av åsen, framträdde i ett vertikalt snitt, utsträckt ungefär i O—V närmast under svallsediment av några meters mäktighet. Fig. 21 visar ett parti av detta vertikala snitt. Som bilden visar, har den veckade lagerseriens mellersta och översta delar tydligen även blivit något förskjutna utmed två rörelseplan, vilka i detta snitt framträder som ungefär horisontella linjer. Den kraft, som åstadkommit veckningarna och förskjutningarna, har tydligen varit riktad mot något väderstreck mellan SO och SV eller i varje fall mot ett väderstreck inom de södra kvadranterna.

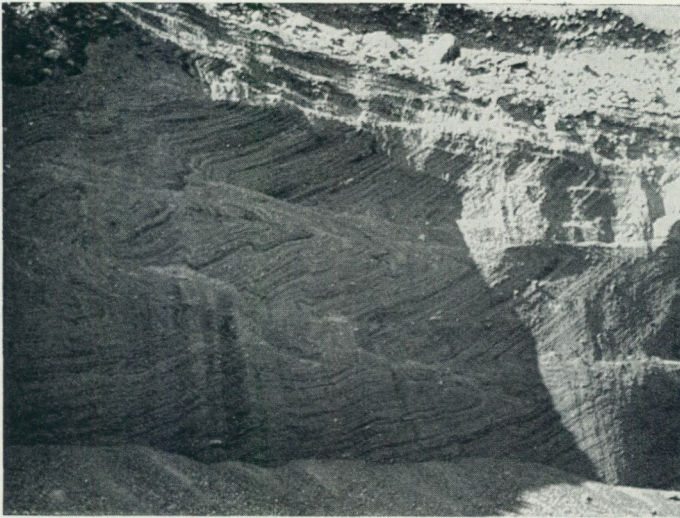


Fig. 21. Veckade lager av i primärt läge avsatt isälvsgrus i rullstensåsen 800 m NO om Västerhaninge stn; vertikalt snitt utsträckt ungefär i O—V (V till höger på bilden) närmast under några m mäktiga svallsediment, ca 75 m O om den i fig. 20 återgivna grustagsväggen. De mellersta och översta delarna av den veckade lagerserien, vilken i den på bilden synliga delen är ca 3 m mäktig, har tydligen blivit något förskjutna utmed två i detta snitt som ungefär horisontella linjer framträdande rörelseplan. —

Foto lantmätare J. O. Skifte, VIAK, 1967.

Folded layers of glaci-fluvial gravel in the esker 800 m NE of Västerhaninge station; vertical section orientation E—W (W to the right on the picture) about 75 m E of the section in Fig. 20. The visible part of the folded layers is about 3 m in thickness.

On the top to the right the picture shows redeposited sand and gravel.

Ovan beskrivna förhållanden i södra delen av grustaget ca 1 km NO om Västerhaninge stn torde innebära, att isfrontens återgång mot norr här tillfälligt avbrutits av en kort framryckning (jfr s. 80). Den sydligaste delen av åsavsnittet har sannolikt avsatts i två etapper enligt följande. Sedan ett första, mindre åsparti avsatts, har detta delvis överskridits av isen. Därvid har isälvs-material delvis tagits upp och kommit att ingå i den av isen avlastade moränen. Vid isframstötten har även närbelägna, ehuru icke överskridna delar av det först avsatta åspartiet påverkats av tryck från isen, varvid den ursprungliga lagringen rubbats (veckningar och förskjutningar, jfr fig. 21). Sedan isen slutligen dragit sig tillbaka, har den resterande större delen av åsavsnittet uppbyggt, delvis ovanpå det från den framryckande isen härrörande moränlagret.



Fig. 22. Vertikalt snitt i ungefär N—S genom de översta lagren 100 m S om Handen stn. Överst 1.5 m mäktigt, stenigt svallgrus, därunder isälvssand med en särskilt i bildens nedre del tydligt framträdande, typisk strömskiktning. Borrningar har visat, att isälvssanden (delvis grusig) här, ca 5 m u. y., närmast underlagras av ett 1.5—2 m mäktigt, utbrett lager av finkornigt, varvigt glacialt sediment (mo och mjäla med lerskikt). Detta underlagras av upp till 20 m mäktigt isälvsmaterial. —

Foto H. Möller 1963.

Vertical section, in about N—S, in the uppermost layers 100 m SE of Handen station. On the top redeposited shore-gravel with cobbles covering glaci-fluvial sand, which shows a typical current bedding. According to drillings this sand at about 5 m below the surface rests upon a fine-grained, varved glacial sediment (silt with clay-laminae), 1.5—2 m in thickness, on the top of glaci-fluvial sand and gravel 20 m in thickness.

Det på s. 61 omnämnda lagret av varvig mo och mjäla med lerskikt påträffades i ett flertal borrningar inom grundläggningsområdet för några större bostadshus, omkring 100 m SO om Handens stn.

Vid besiktning av en 4 m djup och 60 m lång skärning, under vilken det

varviga sedimentet påträffats, konstaterades att under ett 0.5—2 m mäktigt ytlager av svallgrus förekom en något grusig sand. Denna visade en tydlig strömskiktning av en typ, som med hänsyn också till det geografiska läget klargör att det måste vara isälvsmaterial i primärt läge (fig. 22). Strömskiktade svallsediment kan rimligen icke ha bildats på denna plats. Enligt borringarna förekommer under nämnda skärning ytterligare 2—4 m mäktiga lager av sand och grus ovanpå det finkorniga, varviga lagret. Detta underlagras i sin tur av upp till 20 m mäktigt isälvsmaterial. De övre delarna härav utgörs i huvudsak av sand och mo, de undre av sand, grus och sten.

Mot bakgrund av hela den nämnda lagerföljdens byggnad och geografiska läge är det tydligt, att isälvsmaterial här avsatts i två omgångar, mellan vilka det finkorniga, varviga sedimentet avsatts.

Som framgår av andra undersökningar är det sannolikt, att den i Handensområdet först mynnande isälvsgrenen varit förlagd till en bana mot nordost över Drevvikens södra del (s. 79). Sedan åsavsnitten N om Övre Rudasjön avsatts, har denna isälvsgren tydligen sinat och så småningom ersatts av den gren, som avsatt Vändelsömalmen. Isälvens omläggning till den senare, östligare banan har sannolikt varit förlagd till området N om Vändelsö.

Den nämnda sannolika omläggningen av isälvens bana kan kanske helt förklara, att isälvsmaterial avsatts i två omgångar SO om Handens stn. Den övre isälvsanden skulle i så fall härröra från den östliga isälvsgrenen. Härutöver föreligger möjligheten, att den i detta område relativt ringa årliga recessionen kan ha avbrutits av mindre framryckningar (jfr s. 80).

Angående utbredningen av och antalet årsvarv i det finkorniga varviga lager, som påträffats i isälvsmaterial närmast SO om Handens stn, föreligger inga säkra uppgifter. Som nämnts på s. 61 uppträder ett lager av likartade varviga sediment ca 8 m u. y. i den nordvästra väggen av det upp till 20 m djupa sandtaget ca 0.5 km S om Handens stn. Detta lager är svåråtkomligt i sandtagsväggen. I den åtkomliga delen är lagret delvis sönderbrutet, tydligen genom ras. Inom ett visst avsnitt kunde dock konstateras, att lagret måste innehålla minst 10 årsvarv (fig. 23). Varven utgörs huvudsakligen av finmo och mjäla samt tunna lerskikt. Inom ett annat avsnitt visade det sig, att antalet varv sannolikt är minst 18. Det understa varvet var ca 8 cm mäktigt. Inklusive förekommande inlagringar av mellansand uppgick det aktuella lagrets mäktighet här till ca 1 m. Flertalet varv var omkring 2 cm mäktiga, de översta högst omkring 1 cm. Inlag-



Fig. 23. Ett avsnitt av ett lager varvig mo och mjåla med lerskikt ca 8 m u. y. i nordvästra väggen av ett ca 20 m djupt sandtag, 0.5 km S om Handens stn. Det bakåtlutande partiet ovanför varvsedimentet utgörs av sand. — Foto H. Möller 1967.
Varved slit with laminae of clay at a depth of about 8 m in a large deposit of sand (at least 20 m in thickness) situated 0.5 km S of Handen station.

ring av mellansand förekom som två vardera ca 1 dm mäktiga skikt, varav det ena i undre delen (mellan varv nr 3 och 4) och det andra i mellersta delen av varvserien.

De finkorniga varviga sedimenten i sandtaget ca 0.5 km S om Handens stn under- och överlagras närmast av mäktiga sandlager. Huruvida den täckande sanden även vid denna lokal är isälvs-material i primärt läge har icke kunnat avgöras. Sannolikt är det dock samma typ av lagerföljd som i området närmast SO om Handens stn. Man kan i varje fall räkna med, att det varviga lagret SO om Handens stn, med hänsyn till mäktigheten, också torde innehålla ett 20-tal, eller i varje fall 10 årsvarv.

Övriga isälvsavlagringar

Nedan behandlas först isälvsavlagringen vid Tallkrogen, därefter isälvsavlagringarna i Tungelstaområdet och sist de i Dalaröområdet.

N om Tallkrogen (4g) kan början till ett N om kartbladsgränsen fortsättande åsavsnitt urskiljas. Någon tydligt framträdande åsform föreligger inte. Ytformerna är förutom av svallningen förändrade av sentida ingrepp. I anslutning till åsavsnittet utbreder sig isälvsmaterial mot söder inom ett större område, vars yttre gränser delvis är svåra att fastställa. Gränsen i väster är morfologiskt framträdande genom sluttningar och är relativt tydlig. I öster är området däremot ej tydligt morfologiskt avgränsat och den på kartan inlagda gränsen är mera ungefärlig. I sydligaste delen av det på kartan markerade området kan delvis en förväxling föreligga mellan isälvs-material och svallsediment. De huvudsakligen sandiga sedimenten gränsar här mot uppstickande hållar. I västra delen av området finns en långsträckt, ca 5 m djup och 50 m bred sänka, mellan ca 1 100 och 1 400 m N om trafikplatsen vid Sköndal. Sänkan ingår nu i det för begravningsplats anlagda området, men tydligen har grus- och sandtäckt tidigare förekommit på denna plats. På kartan har, huvudsakligen med ledning av iakttagelser i sänkans västra del, grusigt isälvsmaterial utskiljts i detta avsnitt. Ett mindre ingrepp har också gjorts ca 800 m N om nämnda trafikplats. Inom området i övrigt dominerar, i varje fall i ytan, sandigt material. Inom hela området vid Tallkrogen, inklusive åsavsnittet, torde isälvsaterialets mäktighet genomsnittligt vara relativt liten. I anslutning till östslutningen av ett berg- och moränområde S om Tallkrogen förekommer av allt att döma en mindre isälvsavlagring, vilken också torde vara av ringa mäktighet.

S om Tungelsta förekommer isälvsmaterial i ett stråk, som börjar vid Ekeby (Of) och sträcker sig ca 2.5 km mot norr. De yttre gränserna för området med isälvsmaterial framstår till större delen som sluttningar mot omgivande lägre terräng. Inne i området utbreder sig isälvsaterialet med relativt jämna, flacka ytor mellan och i anslutning till ett flertal uppstickande hållar, delvis också morän. Isälvsaterialets mäktighet torde i genomsnitt vara relativt liten. Sand har tagits till några meters djup ca 400 m N om Ekeby. Mindre uttag har också gjorts vid vägskälet 1 100 m NNO om Ekeby samt i en nu utfylld grop 1 700 m N om Ekeby. Inom området förekommer ställvis små försumpade ytor, vilket vittnar om att finkornigare, lerigt material ingår i ytlagren. I en liten skärning 250 m SV om Vadet (Of), dvs. i dalgången V om den aktuella isälvsavlagringens norra del, har isälvsmaterial påträffats. Under ett glacialt varvigt sediment förekom här

minst 1 m mäktiga lager av sand och grus. Huruvida dessa eventuellt har någon större utbredning är ej känt. Förekomsten har icke markerats på kartan.

Den S om Tungalsta uppträdande isälven har sannolikt icke haft någon direkt förbindelse med den stora isälven vid Västerhaninge. Talrika borrhningar (Västerhaninge k:n) har utförts inom sedimentområdena mellan Tungalsta och Västerhaninge. Under de dominerande kohesionsjordarterna har man därvid i en del fall påträffat friktionsjordarter, men icke i sådan utsträckning att en egentlig isälv kan tänkas ha förekommit här. Den i isälvsavlagringen S om Tungalsta utförda stenräkningen (nr 11, s. 112) visar inte entydigt varifrån materialet härstammar. Stenmaterialet skiljer sig dock påtagligt från stenmaterialet i isälvsavlagringarna N om Västerhaninge (nr 7—8, s. 112). Detta är ytterligare ett tecken på att isälvsavlagringen S om Tungalsta torde ha avsatts av en mera tillfälligt uppträdande mot norr utsträckt isälv, vilken sinat och upphört N om Tungalsta.

Inom ett litet område mellan 100 och 200 m N om Tornberga (1f) har isälvsand observerats under svallgrus. Grus och sand har här tagits i några små, upp till 5 m djupa gropar. På några ställen i dessa har tydligt strömskiktad isälvsand av några m mäktighet befunnits vara närmast överlagrad av varvig mo och mjåla med lerskikt av sammanlagt någon dm mäktighet. Isälvsand har här markerats på kartan endast inom det lilla område, där sådan sand med säkerhet finns eller har funnits under svallgruslagren. Isälvs materialet kan eventuellt ha större utbredning under de närmaste omgivningarnas svallsediment (jfr s. 92).

I beskrivningen till kartbladet Årsta (L. Palmgren 1874) sammanfördes isälvsavlagringen S om Tungalsta under beteckningen Tungalstaåsen dels med några mindre grus- och sandavlagringar inom föreliggande kartblad, dels med ett stråk av små isälvsavlagringar i trakten av Ösmo ca 1 mil SSV om Tungalstaområdet. Flertalet av de inom kartområdet åsyftade avlagringarna har vid närmare granskning visat sig bestå av svallsediment från morän. I två fall har isälvsavlagring markerats på kartan, trots att säkert belägg för avlagringarnas rätta natur saknas. Det gäller dels en liten höjdräckning NV om Tungalsta stn, dels en till stor del bortgrävd avlagring på berg- och moränslutningen mot sydost vid Västnora, ca 5 km S om Tungalsta. Bortsett från de nämnda ändringarna i kartbilden torde det numera vara direkt olämpligt med sammanfattande beteckningar i sådana fall som det relaterade. Även om isälvs material går i dagen punktvis inom ett dalstråk, är det inte givet, att en sammanhängande avlagring föreligger.

Vid Årsta havsbad har små glaciala grus- och sandförekomster av den typ som omtalas på s. 54 påträffats. I sydslutningen ca 1 200 m O om Vitså kvarn (0g) har grus tagits i en liten, 4—5 m djup grop. I västra delen av denna fanns sand och stenigt grus från ytan ned till 2.5 m djup, därunder rasmaterial till ca 5 m u. y. Belägg för att glaciala grus- och sandlager förekommer i slutningen erhöles genom följande i gropens östra del uppmätta lagerföljd:

- 0 —1.5 m Svallgrus och svallsand
- 1.5—1.8 m Postglacial lera
- 1.8—2.1 m Varvigt, finkornigt glacialt sediment
- 2.1—3.1 m + Grus och sand med strömskiktning

Det glaciala grusets utbredning kan endast ungefärligt anges på kartan. På sydsidan av en liten håll ca 250 m S om Kvarnvreten, N om Årsta havsbad, har ett ingrepp avslöjat en annan mycket liten grusförekomst. Gropen visade 2 m mäktigt, blockigt stenigt grus underlagrat av minst 0.2 m sand och grovmo. Blockmaterialet var väl rundat. Grusförekomstens läge i förhållande till närmast belägna, högre liggande moränområden visar, att det icke torde vara svallgrus från morän och avlagringen har därför markerats som glacial på kartan.

I trakten av Dalarö (1j) förekommer en del isälvsavlagringar, som är skilda från varandra och saknar egentliga åsformer. I avlagringen närmast N om samhället har isälvs-material uttagits 300—500 m NNO om Vadvikens sydspets. En härvid blottlagd håll är markerad på kartan. Denna avlagrings uppbyggnad är inte närmare känd, men upp till 9 m mäktigt isälvs-material har konstaterats vid borrhningar ca 500 m N om Vadvikens sydspets (Österhaninge k:n). Avlagringens yttre gränser är inte med säkerhet fastställda. Bortsett från gränsen mot högre liggande morän och berg i söder är de på kartan inlagda gränserna morfologiskt framträdande genom slutningar mot omgivningen. Innanför dessa är området relativt flackt. Möjligt är att den primära isälvsavlagringen intagit en mindre yta och att isälvs-material sekundärt bredds ut över området genom svallningen. De nämnda slutningarna kan även vara mer eller mindre betingade av underlagets (morän/berg) morfologi.

Isälvsavlagringen NO om Sandemar (1j) står av allt att döma icke i någon direkt förbindelse med den ovan beskrivna avlagringen vid Dalarö.

Borringar (Österhaninge k:n), som utförts i området mellan de båda avlagringarna, har icke gett belägg för att isälvsmaterial förbinder dessa på djupet. Området med isälvsmaterial NO om Sandemar är en morfologiskt tydligt framträdande backe, med markerade sluttningar särskilt mot väster, söder och sydost. Den högsta delen i centrum når 25—30 m högre än omgivningarna i söder. För bedömning av frågan i vilken utsträckning nämnda backe på djupet utgörs av isälvsmaterial föreligger endast ett fåtal uppgifter. Omkring 600 m NO om Sandemar finns ett upp till 15 m djupt grustag. Invid detta har enligt uppgift en borring neddrivits i isälvsmaterial till nivån 10 m under grustagets botten. I avlagringens norra och östra delar torde mäktigheten vara betydligt mindre. I östra delen, ca 1 000 m NO om Sandemar, har isälvsmaterial konstaterats vid borring ned till 9 m u. y. Utanför den på kartan markerade avlagringen kan sandigt isälvsmaterial med direkt anslutning till denna ha en viss utbredning på djupet inom de som svallsand markerade ytorna. Avlagringen kan på detta sätt eventuellt stå i förbindelse med den lilla förekomsten av isälvs sand ca 1.5 km NO om Sandemar.

Ca 4 km NO om Sandemar uppträder isälvsmaterial inom ett område, vilket till största delen ligger högre än omgivningarna. Som framgår av kartan går berget flerstädes i dagen inom detta område. Isälvs materialet, vilket delvis utfyllt sänkorna mellan hållarna, torde här genomsnittligt vara av ringa mäktighet. Den mäktigaste delen kan antas föreligga i ett centralt stråk mot nordost med början mellan hållarna 400 m V om Kolbotten (2j).

Stenräkningarna nr 12 och 13 (s. 112), vilka utförts i isälvsavlagringarna NO om Sandemar respektive ca 4 km NO härom, visar inte entydigt varifrån materialet härstammar.

Ca 1 700 m N om Sandemar samt ca 2 400 m NNV därom har isälvs material påträffats i sluttningarna på respektive dalgångars nordsidor. I båda fallen kan avlagringarna hänföras till den på s. 54 omnämnda typen av små glaciala grus- och sandavlagringar. Vid förstnämnda ställe har någon meter mäktigt, huvudsakligen sandigt men även grusigt isälvs material blottats under ca 1 m glacial lera, vilken i sin tur var täckt av ca 0.5 m svallsediment. I ett avsnitt av skärningen förekom ett upp till 1 m mäktigt moränlager inkilat mellan isälvsgrus i botten och den täckande glaciala leran. I den andra av de nämnda avlagringarna visade en skärning omkring 400 m SSV om Gråhem (2j) 4—5 m mäktigt, huvudsakligen sandigt isälvs material, närmast överlagrat av glacial varvig mo. Fig. 24 visar ett avsnitt med 5 tydliga sådana varv (finmo och grovmo) diskordant av-



Fig. 24. Skärning 400 m SSV om Gråhem (2j) visande underst isälvssand och isälvsgrus, däröver glacial varvig mo (ovanför den utpekade gränsen) samt överst svallgrus. De undre lagren ingår i en relativt liten glacial grus- och sandavlagring av den typ, som flerstädes förekommer i sluttningar (jfr s. 54). — Foto H. Möller 1964.

Section 400 m SSW of Gråhem (2j) showing glacial silty sand and gravel covered by varved glacial silt (above the marked level) and redeposited shore-gravel on the top. The first mentioned layers form a part of a relatively small glacial deposit of a type which often occurs on the slopes.

satta på isälvsmaterial. Det varviga molagret var här totalt ca 1 m mäktigt och täckt av ca 1 m svallgrus.

Mellan Fröberg och Skälåker (1i) på östra delen av Gålö framträder en 1—2 m hög, flackt välvd rygg med sand i ytan. I en liten vägsärning NV om Skälåker befanns sanden vara överlagrad av varvig glacial lera. Med ledning av denna skärning samt ytformerna har isälvssand markerats

på kartan. Avlagringens utbredning kan emellertid eventuellt vara betydligt mindre än vad som härvid antagits.

Bergartsinnehållet i isälvsavlagringarna

Materialet i isälvsavlagringarna härstammar till största delen ytterst från berggrunden i områden som passerats eller legat i närheten av isälvarna. Vägledande uppgifter om materialets sammansättning kan liksom för moränen (s. 52) erhållas genom stenräkningar. Isälvsavlagringarnas material har normalt transporterats längre än moränens. Transportsträckorna för olika komponenter i isälvsavlagringarna är mycket varierande, bl. a. efter avlagringarnas storlek och typ. Stenräkningar har emellertid visat, att huvuddelen av det grövre materialet i Stockholmstraktens isälvsavlagringar, även de större rullstensåsarna, har transporterats högst några mil. Stenmaterial, som transporterats mer än 5 mil, utgör endast en ringa del i dessa avlagringar. I tabellen på s. 112 redovisas några stenräkningar i kartområdets isälvsavlagringar. I samtliga fall har endast tydligt rundade stenar medtagits av det i övrigt helt slumpmässigt uttagna materialet. Resultaten kommenteras i några skilda avseenden nedan.

Stenräkningarna nr 7—10 har utförts i stråket med isälvsavlagringar mellan Västerhaninge och Kolarängen. Stenmaterialet i dessa skiljer sig markant från stenmaterialet i omgivande moränavlagringar främst genom betydande inslag av rödaktig, medelkornig till småporfyrisk yngre granit, vilken måste härstamma från områden N om Stockholm. Yngre graniter av detta slag förekommer i berggrunden inom nordvästra delen av kartbladet Stockholm NO och nordöstra delen av kartbladet Stockholm NV (SGU, Ae 1 och Ae 2). Dess uppträdande i stenmaterialet i de S härom förekommande två stora stråken med isälvsavlagringar (jfr s. 55) är av särskilt intresse. Nedanstående översikt visar erhållna ungefärliga procenttal för sådan yngre granit i ett antal stenräkningar i nämnda isälvsavlagringar.

Stråk I:

Västerhaninge (nr 7 a, s. 112)	ca 15 %
Handen (nr 8, s. 112)	ca 20 %
Vändelsö (nr 9, s. 112)	ca 25 %
Ältaberg (nr 10, s. 112)	ca 25 %
Källtorpssjön (Möller 1964, s. 138, nr 15)	ca 25 %

Stråk II:

Enskede (Möller 1964, s. 138, nr 14)	ca 35 %
Stockholms centrum (G. Stålhös, ej publicerat)	ca 50 %
Järva (Möller 1964, s. 138, nr 13)	ca 65 %

Som ovan berörts är inslagen av denna typ av yngre granit i moränen inom kartbladet Stockholm SO betydligt mindre än i isälvsavlagringarna mellan Västerhaninge och Kolarängen (stråk I). Så visade t. ex. en stenräkning i morän i nordligaste delen av kartområdet och i det nämnda stråkets direkta närhet högst ca 5 % av denna bergart (lokal 1 s. 112 och s. 53). Moränen vid denna lokal är avsatt i för isrörelserna öppet läge. Samma resultat har erhållits vid kontroll av närbelägna moränförekomster i motsvarande lägen. Ovanstående förhållanden torde innebära att isälven, redan när mynningen låg vid Västerhaninge, sträckt sig norrut i isen åtminstone upp till sydvästra delen av kartbladet Stockholm NO. En eventuell selektiv anrikning av den aktuella granittypen i isälvs materialet kan nämligen icke ha varit av sådan omfattning att förhållandena därigenom skulle kunna förklaras. Av samma skäl torde isälven, när mynningen låg vid Kolarängen, varit utsträckt minst 0.5—1 mil mot nordväst. Därav följer att det sannolikt är en och samma isälv, som vid denna tidpunkt med skilda grenar mynnat vid Kolarängen och Tallkrogen (jfr s. 55). Utgångspunkten för den västliga grenen, vilken efter kort tid helt ersatte den östliga, torde ha legat någonstans över Stockholm minst 0.5 mil N om Tallkrogen.

Stenräkningen nr 8 (s. 112) utfördes i den nordligaste delen av det från Övre Rudasjön vid Handen ca 1 km mot norr utsträckta åsstråket (s. 61). Här erhöles ett nästan lika stort inslag av den rödaktiga, småporfyriska graniten som i det större stråket mellan Vändelsömalmen och Kolarängen. Detta torde innebära att den isälvs gren, som avlagrat materialet N om Rudasjön, norrut haft förbindelse med det nämnda stråket, sannolikt i en bana mot nordost (V. Täckeråker—Drevvikens sydvästspets—Drevviken V och närmast N om Vändelsö).

Materialet till den vid lokal 7 kompletterande blockräkningen (7 b, s. 112) har erhållits i två vid grustakten avskilda blockhögar. I räkningen medtogs samtliga åtkomliga och väl rundade block i storlekar mellan 30 och 50 cm (sammanlagt 80 stycken). Av gnejsgraniter erhöles härvid totalt 56 % mot endast 34 % i stenräkningen (7 a). Av sedimentgnejs erhöles däremot endast 6 % i blockmaterialet mot 25 % i stenmaterialet. Förhållandet är ett

tecken på att gnejsgraniten i större utsträckning än sedimentgnejsen är blockbildande samt även att blockmaterial av gnejsgranit bättre än blockmaterial av sedimentgnejs motstår de under transporten i isen nedbrytande krafterna.

Stenräkningarna nr 11—17 har tidigare kommenterats (s. 74—76 samt s. 68).

Landisens recession

Vid landisens avsmältning drog sig den inom kartområdet i stort sett i V—O utsträckta isfronten tillbaka mot norr. Isfrontens tillbakavikande (isrecessionen) inom Södertörn har med hjälp av den geokronologiska varvmättningsmetoden studerats av G. De Geer (t. ex. 1932) och E. Nilsson (1962, 1968). Vid en rekonstruktion av isfrontens ungefärliga sträckning är även de under slutskedet utbildade, dominerande räfflorna till ledning. I stort sett torde isfronten ha varit utsträckt vinkelrätt mot dessa (jfr s. 49 samt fig. 17 b). Inom större delen av kartområdet bör isfrontens riktning alltså ha varit ungefär $V10^{\circ}S$ — $O10^{\circ}N$. I sydöstligaste delen av området torde riktningen ha varit i det närmaste V—O och i nordöstligaste delen ungefär VSV—ONO. De av Nilsson (1962 och 1968, fig. 5, jfr G. Lundqvist 1961) uppdagna recessionslinjerna (= isfrontens ungefärliga läge vid olika tidpunkter) borde inom de sydöstra delarna av kartområdet, med hänsyn till räfflorna, sannolikt justeras till riktningar närmare V—O.

Enligt de nämnda undersökningarna har förloppet vid isfrontens tillbakavikande inom kartområdet sammanfattningsvis varit följande (främst enligt Nilsson 1968). Ca 8 500 f. Kr. nådde isfronten in över skärgårdsområdet i sydöstra delen. Direkta uppgifter om isrecessionen i skärgården föreligger icke. Ca 8 400 f. Kr. hade isfronten passerat Horsfjärden och södra delen av Gålö. Under de följande hundra åren syns recessionshastigheten ha varit i medeltal ca 50 m/år.

Ca 8 300 f. Kr. låg isfronten ungefär vid Tungelsta. Därefter avtog isrecessionens hastighet. Ca 8 200 f. Kr. låg isfronten mellan Västerhaninge och Handen. Vid denna tid avsattes under relativt långsam isrecession (i medeltal ca 30 m/år) de stora isälvsavlagringarna mellan Västerhaninge och Handen (Jordbro malm, s. 57). Denna anhopning av isälvsmaterial är också ett tecken på att isrecessionen här var långsam. Samtidigt avsattes också den stora isälvsavlagringen Pålamalm ca 1 mil V härom (jfr Möller 1969). Vissa observationer tyder också på, att isrecessionen vid denna tid avbrutits av kortvariga isframstötter (jfr Nilsson 1968, s. 19—21). En sådan torde

i varje fall ha inträffat vid den på s. 65—69 beskrivna lokalen närmast N om Västerhaninge (jfr även lokalen vid Handen, s. 70—72). Ca 1.5 mil V om Västerhaninge, eller 5 km V om Pålmalms södra del, föreligger också en lagerföljd, som kan innebära att recessionen här avbrutits av en kort isframstöt (Möller 1969 s. 71).

Under den period då isfronten drog sig tillbaka mellan Västerhaninge och Handen inträffade enligt Nilsson (1962, 1968) en viktig händelse i Östersjöns utveckling. Baltiska issjöns yta sänktes ca 25 m genom tappningen vid Billingen, varefter denna issjö så småningom övergick i Yoliahavet. N om Handen ökade recessionshastigheten och uppgick N om ett israndläge genom Vändelsö under en tid till i medeltal 200 m/år (enligt G. De Geer 1932). N om israndlägen genom Magelungen och Drevvikens nordligaste del skall recessionshastigheten enligt De Geer åter ha minskat till i medeltal ca 100 m/år, varefter en mera varaktigt snabb recession inleddes omedelbart N om kartområdet. Ca 8 000 f. Kr. hade landisen helt lämnat kartområdet. Isfrontens recession över kartområdet hade alltså tagit ca 500 år.

Glaciala finkorniga sediment

De glaciala finkorniga sedimenten består huvudsakligen av mo, mjäla och ler. Dessa sediment karakteriseras av en i vertikala snitt framträdande växelagring av skikt med olika kornstorleksfördelning. Vanligen kan man också urskilja s. k. varv, vilka utgörs av de under ett år avsatta skikten (årsvarv). Med visst undantag för rena leravvarv (jfr G. Arrhenius 1947, s. 44) kan varje varv i huvudsak sägas bestå av undre skikt med relativt grovt material och övre finkornigare skikt. Inom hela lagerföljden av dessa sediment blir materialet som helhet finkornigare uppåt. Det relativt grövsta materialet förekommer i de understa delarna av lagerföljderna i närheten av isälvsavlagringarna, där även inslag av sand kan förekomma (jfr s. 55 och s. 83). De enskilda varvens mäktighet och genomsnittliga kornstorlek avtar, om än ej helt kontinuerligt, såväl uppåt i lagerföljden som med ökat avstånd från isälvsstråken. De understa varven (eller motsvarande avsnitt i lagerföljden) kan i närheten av isälvsstråken vara metermäktiga, men är på större avstånd från dessa vanligen högst några decimeter mäktiga. Högre upp i lagerföljderna är varvens mäktighet mestadels högst några centimeter och i den översta delen högst en centimeter.

Inom kartområdet kan olika typer av glaciala finkorniga sediment urskil-

jas. Till största delen utgörs de av omväxlande skikt av mo, mjäla och lera. Den glaciala egentliga leran, vilken nästan enbart utgörs av olika lerskikt, förekommer här i mindre omfattning, främst i de övre delarna av de aktuella lagerföljderna. Enär växlingarna mellan de båda nämnda sedimenttyperna till stor del sker i vertikal led kan fördelningen av dessa icke redovisas på kartan. De sammanfattas där under beteckningen glacial lera samt varvig mo och mjäla med lerskikt. Utöver dessa sedimenttyper förekommer glacial mo och mjäla utan egentliga lerskikt. Denna sedimenttyp går endast undantagsvis i dagen. De i närheten av större isälvsavlagringar i dagen förekommande moiga sedimenten kan dock delvis förmodas vara glaciala. På några punkter har sådana förekomster också konstaterats (se nedan). På kartan kan emellertid en uppdelning av mosedimenten i postglaciala och glaciala icke införas, enär dessa typer normalt icke kan skiljas från varandra annat än i skärningar.

Glacial lera samt varvig mo och mjäla med lerskikt förekommer med vissa undantag inom alla områden, där de ytliga jordlagren icke utgörs av morän eller isälvsavlagringar (inlagringar av glaciala finkorniga sediment kan dock förekomma inom de på kartan som isälvsavlagring markerade ytorna, jfr s. 58). Undantagna är främst vissa områden i närheten av de större isälvsavlagringarna, där den nämnda sedimentgruppen kan förmodas motsvaras av glaciala molager. Glaciala finkorniga sediment kan också till stor del saknas i sluttningar och små, högt belägna sänkor med svallsediment (s. 88) i ytan samt vidare inom små, av mossar intagna sänkor uppe i bergområden (s. 96). Som framgår av kartan går de glaciala finkorniga sedimenten också flerstädes i dagen. Där täckande yngre sediment förekommer, är dessa i regel högst några meter mäktiga, ofta betydligt mindre. I riktning mot högre belägna områden höjer sig de nämnda glaciala sedimenten med avtagande mäktighet. Närmast invid uppstickande berg och morän går sådana sediment oftast i dagen inom smala, på kartan ej utskiljbara zoner.

De glaciala finkorniga sedimentens mäktighet är mycket varierande, men i princip störst i närheten av isälvsavlagringarna. Relativt mäktiga lager föreligger också i stora dalgångar och sänkor. Eftersom de postglaciala sedimenten (s. 88) mestadels är högst några meter mäktiga, kan man av kartans mäktighetsuppgifter (se även s. 107) få en viss uppfattning om de glaciala finkorniga sedimentens mäktighet. Omkring Västerhaninge och S därom har mer än 30 m mäktiga sådana lager konstaterats i ett flertal borrhningar. En del av dessa är markerade på kartan.

I närheten av de större isälvsavlagringarna kan de glaciala finkorniga sedimenten till största delen utgöras av molager. Som nämnts kan sådana lager där också gå i dagen, dvs. även lagerföljdens översta del består av mo. De på kartan som grovmo och finmo redovisade ytlagren är dock till största delen postglaciala (s. 89). Nedan noteras de största vid karteringen påträffade förekomsterna av ytliga glaciala molager utan lerskikt. I en del skärningar omkring 1 km V om Västerhaninge stn har glaciala finmolager observerats under ca 0.5 m mäktiga postglaciala molager. 400 m V om Västerhaninge stn uppmättes följande profil från ytan:

0 —0.4 m Grovmo (mellansandig grovmo), svallsediment
0.4—1.5 m + Glacial finmo (skiktad, varvig), prov 16 s. 114

Glacial finmo förekommer också flerstädes i ytan inom en höjdsträckning från Nödesta (SV om Västerhaninge) mot norr till Glasberga och Lida. Ytlagren i dalgången öster härom utgörs däremot av postglacial finmo (prov 47, s. 116). Även i moområdet omkring 1 km O om Västerhaninge k:a uppträder glacial finmo på höjderna och postglacial finmo i sänkorna. Glaciala molager i ytan har vidare påträffats omkring isälvsavlagringen vid Sandemar (1j). Mellan ca 500 och 600 m NV om Sandemar förekommer minst 4 m mäktiga glaciala molager, som mot söder även innehåller enstaka mycket tunna lerskikt. 600 m NV om Sandemar har 11 m mäktiga, huvudsakligen grovmoiga lager genomborrats (jfr prov 15, s. 114). Mot söder blir dessa lager, i varje fall de ytliga delarna, allt finkornigare och domineras av finmo och mjäla. På kartan redovisas sådana lager som finmo även om inslaget av mjäla ställvis är störst (prov 17, s. 114). Utmed stranden S om Sandemar utgörs ytlagren huvudsakligen av grovmo, vilken sannolikt är anrikad ur de finkornigare sedimenten i samband med stranderosionen.

Enligt ovanstående kan de glaciala sedimenten i närheten av isälvsavlagringarna ställvis utgöras av rena molager även i lagerföljdens översta del. Mera normalt blir sedimenten även i sådana lägen påtagligt finkornigare i den översta delen. Som exempel kan nämnas, att vid två borrhningar (Västerhaninge k:n) ca 1 km O om Västerhaninge stn respektive ca 2 km ONO därom påträffades 4 m respektive 13 m mäktiga lager av huvudsakligen moig mjäla underlagrade av 20 m mäktiga molager (delvis med tunna lerskikt). Vid förstnämnda punkt genomborrades även ca 10 m moig sand under molagren.



Fig. 25. Varvig glacial lera 50 m SV om Östnora (Of). I ett övre avsnitt i nivå med personens huvud är varven mycket tunna och kan icke urskiljas på bilden. Därunder syns ett 50-tal tydligt utbildade varv med en i stort sett nedåt tilltagande tjocklek. I en del av varven ingår skikt av huvudsakligen mjäla. — Foto H. Möller 1964.
Varved glacial clay 50 m SW of Östnora (Of).

Huvuddelen av en lagerföljd av glaciala finkorniga sediment utgörs inom större delen av kartområdet av varvig mo och mjäla med lerskikt. Uppåt övergår dessa sediment flerstädes, även i närheten av isälvsavlagringarna, i en glacial, mera ren lera av högst någon meters mäktighet, ofta endast

omkring 0.5 m mäktig. Enligt observationer i ett stort antal skärningar torde den egentliga leran dominera i lagerföljderna främst inom kartområdets nordligaste och östligaste delar. Närmare preciserat är detta N och O om en zon utsträckt ungefär i linjen: Trehörningen (sjö i nordväst)—Ältasjön—Tyresö-Flaten—Kalvfjärden—Gålö. Inom kartområdets övriga delar uppträder sistnämnda typ av lagerföljder av allt att döma endast lokalt. Den nämnda fördelningen av lagerföljdstyper kan delvis ställas i samband med respektive delområdets läge i förhållande till isälvsmyningarna, ty kornstorleken avtar bl. a. med ökat avstånd till dessa (jfr s. 81). Andra orsaker till de glaciala finkorniga sedimentens olika utbildning berörs i korthet i slutet av detta kapitel.

I tabellen på s. 114 redovisas kornstorleksanalyser av ett antal jordprover tagna relativt nära ytan i glaciala finkorniga sediment (nr 15—43). Ett sådant ordinärt jordprov omfattar någon decimeter i lagerföljden, vilket i flertalet fall innebär, att ett mer eller mindre stort antal skikt med olika kornstorlek blir representerade i provet. Dessa analyser kan således inte jämföras med sådana som utförs på prover av mera enhetligt uppbyggda jordlager, men ger dock en viss upplysning om de skiktade sedimentens sammansättning. Proverna 15—17 har ovan omnämnts. Prov 18 representerar ett finmoskikt i en varvserie nära ytan och i närheten av isälvsstråket vid Vändelsö. I ett avsnitt 0.5—1 m u. y. utgjordes varven här av 5—10 cm mäktiga finmoskikt (sommarskikt) och ca 0.5 cm mäktiga lerskikt (vinterskikt). De övriga proverna har i tabellen uppdelats i tre i varandra övergående grupper. Nr 19—25 är exempel på varviga sediment, i vilka finmo- och mjälaskikt dominerar över lerskikt. Prov 25 har tagits i den varvserie som ingår i fig. 26. Proverna 26—36 representerar sådana sediment med mera finkornigt material: lerskikt omväxlar med huvudsakligen mjäliska skikt. Två av dessa prover (30 och 31) är tagna i samma lagerföljd och exemplifierar hur kornstorleken avtar uppåt i denna. Den glaciala egentliga leran representeras av proverna 37—43.

De finkornigaste glaciala sedimenten är i viss utsträckning kalkhaltiga. Kalkhalten varierar med sedimenttypen och läget. Kalkhaltsbestämningar redovisas för proverna 15—43 i tabellen på s. 114. Dessa visar tillsammans med äldre bestämningar (SGU, serie Aa), att inom större delen av kartområdet kalkhalten i den glaciala egentliga leran kan uppgå till omkring 10 viktprocent CaCO_3 . Kalkhalten i denna lera avtar i stort sett mot söder och är i sydligaste delen av kartområdet några procent lägre. På Ornö i sydöstligaste delen av området syns kalkhalten i leran vara högst omkring 5 %.



Fig. 26. Varvigt glacialt sediment (vid spaden) bestående av huvudsakligen finmo och mjåla med tunna lerskikt (mörka på bilden), jfr prov nr 25, s. 114. Varvserien underlagras av glacifluvial sand (ljust avsnitt nederst till höger), jfr s. 73. I nivå med spadhandtaget syns en skarp erosionsgräns, därovan postglacial grovmo. Lokal: 250 m SV om Vadet (0f). — Foto Nils Åke Andersson 1964.

Varved glacial sediment mainly consisting of silt with laminae of clay (dark in the picture). The varves rest upon glacifluvial sand (light part below to the right). Between postglacial fine sand on the top and the varved sediment there is a sharp erosional contact. Site: 250 m SW of Vadet (0f).

Med ökat inslag av mo avtar kalkhalten. Där kalkhaltiga sediment går i dagen, är kalken mer eller mindre utlakad till omkring 0.5 m under ytan.

Vid okulär bedömning av kornstorleken i de glaciala finkorniga sedimenten ger de olika skiktens färg en viss ledning. I torrt tillstånd är t. ex. finmoskikt ljust grå och mjålaskikt gråvita. Färgvariationerna i lerskikten är av mera komplicerad natur. Tydligt föreligger dock ett samband mellan färg och kornstorlek vad gäller den inom kartområdet vanligaste och mest

framträdande växlingen mellan grå och mer eller mindre rödbruna lerskikt. Inom större delen av kartområdet är lerskikten till övervägande delen grå. Egentliga lervarv med ett uppåt tilltagande och tydligt framträdande rödbrunt inslag i färgen förekommer främst inom de på s. 85 närmare angivna nordligaste och östligaste delarna av kartområdet. G. Arrhenius (1947, s. 50—52) har i en undersökning av lervarv från Uppsalatrakten påvisat att halten av 3-värt järn (Fe^{+3}), till vilken den rödbruna färgen kan hänföras, är betydligt högre i ler med kornstorleken < 0.0015 mm än i fraktioner med kornstorlek 0.0015—0.005 mm (grovler och finmjåla). Här må också nämnas, att inom kartområdet de översta skikten i lervarven, till skillnad mot i vissa andra trakter, vanligen icke eller endast mycket svagt är präglade av den mörkare (gråsvart) färg, vilken enligt Arrhenius (1947) orsakas av organisk substans. Mycket tunna, svagt mörkfärgade skikt uppträder främst i den glaciala egentliga leran.

Inom stora delar av centrala Södertörn (bl. a. inom detta kartområde) utgörs de glaciala finkorniga sedimentlagerföljderna endast till relativt liten del av egentlig lera, medan dessa sediment bl. a. närmast S om Stockholm och N därom huvudsakligen utgörs av lera (jfr ovan). G. De Geer (1932, s. 26 och 1940, s. 103) antog tydligen, att detta förhållande kunde ställas i samband med den miljöförändring, som inträffade när Baltiska issjön övergick i Yoldiahavet (jfr s. 81). I det senares bräckta vatten skulle det finkornigaste leret ha koagulerat och snabbare bottenfällts i närheten av isälvsmyningarna. Sannolikt har dock andra faktorer varit av större betydelse för uppkomsten av de nämnda skillnaderna i sedimentens utbildning. Att lagerföljderna inom Södertörns centrala delar innehåller årsvarv av huvudsakligen mo och mjåla i betydligt större omfattning (antal och sammanlagd mäktighet) än lagerföljderna längre norrut i Stockholms-trakten torde till väsentlig del närmast stå i samband med skillnaderna i isrecessionens hastighet (jfr s. 81). Betydelsen av denna faktor må belysas med ett teoretiskt exempel:

Två lagerföljder antas vara avsatta i varandra motsvarande lägen i förhållande till de isälvar från vilka materialet härstammar. Vattenföring samt mängd och art av det transporterade materialet antas ha varit lika i de aktuella isälvarna. I det ena fallet antas isrecessionen under tiden för lagerföljdens uppbyggnad ha varit 50 m/år såsom inom stora delar av Södertörn, i det andra 200 m/år såsom i trakten N om Stockholm. Vidare antas att den relativt lerfattiga varvtypen i dessa fall bildats inom ett avstånd av högst 2 km från isälvsmyningarna. Under dessa betingelser blir an-

talet sådana varv i förstnämnda fall 40 stycken mot endast 10 i sistnämnda fall.

I ovanstående teoretiska exempel antas vattenföringen i de aktuella isälvarna ha varit lika. De skillnader i vattenföring, som i verkligheten kan ha förelegat, kan endast grovt uppskattas. I den mån skillnader av betydelse i detta sammanhang har förelegat, torde vattenföringen ha varit störst, sedan isfronten lämnat Södertörn. Denna faktor torde alltså närmast ha motverkat den i verkligheten förekommande skillnaden i de aktuella sedimentens olika utbildning i nämnda områden. En annan faktor, som kan ha haft en större betydelse, är underlagets morfologi. Således torde de slamförande bottenströmmarna utanför isfronten ha varit kraftigare inom Södertörns relativt trånga dalstråk än inom de flackare områdena i norr. Eventuellt kan även de förkastningsbranter, som begränsar Södertörn i norr, ha inverkat på strömningarna i Yoldiahavet, så att suspenderat ler-material, som tillförts detta sedan iskanten passerat Södertörn, endast i mindre omfattning förts in över området i söder. Ett sådant förhållande skulle kunna vara en bidragande orsak till att den glaciala egentliga lerans totala mäktighet har blivit betydligt mindre i lagerföljderna inom stora delar av Södertörn än inom trakterna N om Stockholm.

De i det föregående nämnda skillnaderna mellan glaciala finkorniga sedimentlagerföljder inom olika delar av Stockholmsregionen kan sammanfattningsvis sannolikt förklaras vara en följd av flera, mer eller mindre betydelsefulla, faktorerers inverkan. Följande har nämnts: läge i förhållande till isälvsmyningarna, sedimentation i sött respektive bräckt vatten samt variationer i isrecessionens hastighet, underlagets morfologi och vattenföringen i isälvarna.

Postglaciala minerogena sediment

De postglaciala minerogena sedimenten har bildats genom omlagring av äldre jordlager. De på kartan utskilda sedimenten av detta slag beskrivs nedan enligt följande gruppering: 1. Svallsediment (svallgrus, svallsand, grovmo och finmo). 2. Vindavlagringar. 3. Havs- och sjöleror (postglacial finlera och grovlera samt gyttjelera). 4. Svämsediment.

Svallsediment

Till svallsedimenten kan förutom ovannämnda typer räknas s. k. klapper. Fullständigt utbildad klapper, dvs. verkliga lager av frisköjljda, avrundade

block och stenar, är sällsynt inom kartområdet. På ytan av isälvsavlagringarna har egentligt klapper ej iakttagits, men lager av detta slag kan ingå i de omlagrade delarna. I övrigt har klapper, som intar tillräckligt stor yta för att markeras på kartan, icke påträffats inom kartområdet.

Svallgrus är den gemensamma beteckningen för de till sammansättningen mycket varierande, mer eller mindre grusiga svallsedimenten. I dessa sediment ingår, förutom grus, främst varierande mängder av sand och sten, ibland även grovmo och block. De finkornigare svallsedimenten har också en varierande sammansättning, men kornstorlekarna i dessa sediment faller inom betydligt snävare gränser. Proverna 44—47 (s. 116) är exempel på olika typer av svallsediment. Dessa sediment indelas efter dominerande korngrupp i sand, grovmo och finmo. Uppdelningen i sand och grovmo är dock ofta ett svårt problem vid karteringen. Flerstädes förekommer svallsediment dominerade av mellansand snabbt växlande med svallsediment dominerade av grovmo. Jordarten grovmoig mellansand, vilken i flera avseenden är mera jämförbar med grovmo än med sand, torde på kartan i regel ha hänförts till grovmogruppen. Sorteringsgraden är normalt högre i svallsediment bildade genom omlagring av isälvs-material än i svallsediment härrörande från morän.

Svallsedimentens kornstorlek och ofta också mäktighet är i princip avtagande med ökat avstånd från de primära avlagringarna. Kornstorleken avtar i regel också mot djupet i en lagerföljd med svallsediment (jfr s. 90). Kornstorlek och mäktighet är emellertid ofta mycket oregelbundet växlande, särskilt den senare.

Svallsediment, särskilt svallgrus och svallsand som härrör från de primära isälvsavlagringarna, förekommer allmänt som täcken ovanpå dessa. Svallsediment i sådant läge har icke markerats på kartan, vilket särskilt i jordtekniska sammanhang bör uppmärksammas, enär dessa sediment flestades närmast underlagras av lera (jfr s. 55 samt exempel på lagerföljd av detta slag s. 58). Sand, grovmo och finmo, som svallats ut från isälvsavlagringarna, förekommer flestades i närheten av dessa. Svallsedimentens mäktighet i isälvsavlagringarnas sluttningar och omedelbara närhet kan ställvis uppgå till storleksordningen 10 m. På något hundratal meters avstånd från isälvsavlagringarna är svallsedimentens mäktighet högst någon meter. Där svallsediment går i dagen i närheten av isälvsavlagringar, kan det närmaste underlaget ställvis utgöras av primärt avsatta isälvs-sediment (sand och mo). Vanligen vilar dock ytliga svallsediment inom terrängens lägre delar på postglacial lera eller, om sådan saknas, vilket ofta är fallet, på glaciala

finkorniga sediment. Detta gäller även svallsediment, som härrör från morän. På några nivåer underlagras de senare i stor utsträckning direkt av morän.

I de finkorniga svallsedimenten (sand och mo) förekommer ofta lerskikt inlagrade. Skikt eller lager av svallsediment med relativt liten mäktighet förekommer flerstädes som inlagringar dels i postglaciala lera, dels mellan denna och de glaciala finkorniga sedimenten. Detta förhållande är särskilt vanligt nära intill isälvsavlagringar samt nedanför berg- och moränhöjder.

Svallsediment, som härrör från morän, förekommer allmänt inom och i anslutning till moränområdena. Dessa ytliga svallsedimentförekomster bör i princip vara markerade på kartan om mäktigheten är minst 0.5 m och ytan av tillräcklig storlek för att återges i kartskalen. Det är emellertid ofta mycket svårt att kartlägga svallsediment inom och i anslutning till moränområden. Mellan svallgrus, som bildats genom verklig omlagring av morän, och moränens av svallning påverkade ytskikt förekommer alla övergångsformer. Svallgrus uppträder främst i sluttningar och innehåller där ofta sten och även block. Sådana svallgrusförekomster kan på ytan se ut som morän och förbises sannolikt ofta vid karteringen. Flertalet förekomster av svallsediment inom och i anslutning till moränområdena är dock för små att markeras på kartan. Svallsediment förekommer ofta också i smala zoner utmed sluttningarnas nedre del. På kartan ingår dessa zoner i moränbeteckningen (jfr s. 51). Nedan återges ett exempel på en i moränsluttningarnas nedre delar vanlig typ av lagerföljd med svallsediment (fig. 27).

600 m NV om Norrgården (3j):

0 —0.4 m Svallsand med block på ytan

0.4—1.2 m Stenigt svallgrus

1.2—1.6 m Svallgrus (sandigt grus och grusig sand)

1.6—1.7 m Varvig lerig finmo

1.7—2.2 m Varvig finmo

2.2—2.4 m + Morän

Förutom svallsediment förekommer flerstädes i sluttningarnas nedre delar uppåt utkilande glaciala finkorniga sediment. Dessa representeras i ovanstående profil av varvig finmo, men kan ofta också vara lerigare.

Svallsediment, som med hänsyn till läget utanför isälvsavlagringarnas närmaste omgivning, bör härröra från morän, är i regel högst några meter mäktiga, i flertalet fall högst omkring en meter. De största och



Fig. 27. Skärning, 600 m NV om Norrgården (3j), visande en i moränsluttningarnas nedre delar vanlig typ av lagerföljd. Lagerföljd från ytan: svallsand, stenigt svallgrus, svallgrus, glacialt finkornigt sediment (=ljus lager vid spaden), morän. De finkorniga glaciala sedimenten, som i detta fall representeras av varvig finmo, tunnlar ut och upphör efter en relativt kort sträcka uppåt i sluttningarna, så att svallsediment kommer att vila direkt på morän. — Foto H. Möller 1963.

Section, 600 m NW of Norrgården (3j), showing a common type of stratification in the lower parts of the till-covered slopes. The following strata are visible (from the surface): wave-washed sand and gravel (partly with cobbles), glacial varved silt (at the spade) and at the bottom till.

mäktigaste av de inom kartområdet påträffade förekomsterna av detta slag är belägna i syd- och sydostsluttningar i trakten av Skogs-Ekeby (1f) och N därom. NV om Tornberga (N om Skogs-Ekeby) finns en stor svallgrus-

förekomst, som med en relativt flack överyta ansluter till högre liggande morän och berg i nordväst. I ett litet område närmast N om Tornberga har isälvsand observerats under svallgruset (jfr s. 74). Mellan 100 och 200 m NV om Tornberga har en serie tydliga strandterrasser utbildats i svallgruset. En relativt flackt utbredd svallgrusavlagring förekommer också omkring 700 m OSO om Tornberga. Större svallgrusförekomster inom kartområdet i övrigt visar i regel inga egna ytformer, utan uppträder i stort sett som uppåt utkilande täcken på sluttningarna.

Med undantag för de på kartan icke markerade svallsediment, som täcker isälvsavlagringarna, är svallsedimenten inom kartområdet av ringa värde för grus- och sandtäkt. Nämnvärda uttag har främst gjorts i trakten N om Skogs-Ekeby.

I svallsedimenten kan ställvis påträffas inlagringar av skal härrörande från marina mollusker i Litorina- och Limnaehavet (förstadier till nuvarande Östersjön). Dyligt s. k. skalgrus har vid karteringen endast påträffats på några ställen vid Dalarö.

Vindavlagringar

På den SO om Handens centrum utbredda isälvsavlagringen förekommer ryggar eller vallar, vilka tydligen utgörs av vindtransporterat material, huvudsakligen mellansand—grovmö, härrörande från den närmaste omgivningens ytlager. De nämnda vallarna eller dynerna är upp till några meter höga, samt har en något slingrande utsträckning i stort sett i V—O. Inom samma område uppträder även en del mindre, mera raka vallar utsträckta i samma riktning och med en höjd av högst 0.5—1 m. De senare är typiska strandvallar.

Den tydligaste av de åsyftade dynerna är belägen ca 900 m SO om Handens kapell eller 400 m S om punkt 59.91. Denna ca 250 m långa dyn är något slingrande utsträckt i ungefär OSO—VNV. De östligaste och mellersta delarna är tydligast utbildade. Dynen är där ca 30 m bred och upp till 4 m hög. Västligaste delen är bredare och något lägre. I dynens östra ände har en liten, några m djup grop grävts i grovmöig mellansand (prov 48, s. 116). Materialets höga sorteringsgrad (finkornigare fraktioner saknas nästan helt) är också ett tecken på att det är vindtransporterat. En kontrollborring från krönet av dynens östra del visade, att 4.5 m mäktig mellansand—grovmö här närmast underlagras av grå lera (0.2 m +), sannolikt postglacial lera. 500 m SSV om punkt 59.91 har tidigare funnits

en liknande dyn, vilken nu är förstörd av bebyggelsen. 50 m S om den förstnämnda dynen finns en ca 50 m lång, 20 m bred och upp till 2 m hög vall, vilken sannolikt också är en dyn. Utmed landsvägens norra sida omkring 1 km SO om Handens kapell förekommer en annan, 40—50 m bred och upp till 3 m hög, delvis förstörd vall, vilken också torde vara en dyn.

De nämnda dynerna är icke av sådan typ att man med ledning av ytförmenterna kan dra några direkta slutsatser om en eventuellt förhärskande vindriktning vid tidpunkten för dynernas bildning. Samtliga torde få uppfattas som små stranddyner, vilka anlagts ungefär parallellt med stranden, eventuellt på tidigare bildade revlar, när området höjdes upp ur Östersjöns äldre stadier. De lägsta delarna av det aktuella området är belägna mellan ca 50 och 55 m ö. h. Dynen kan här ha bildats tidigast omkring 6 000 f. Kr. (jfr s. 103). Spåren efter Litorinahavets högsta strand, som utbildades ca 5 000 f. Kr., ligger vid Handen ca 52 m ö. h. (Nilsson 1962, 1968).

Havs- och sjöleror

Enligt den på kartan tillämpade indelningen uppdelas dessa sediment i postglacial finlera, postglacial grovlera samt gyttjelera. Med finlera avses sediment med lerhalt påtagligt större än 25—30 %. Gyttjelera är också en postglacial finlera men utskiljs som en särskild jordart, enär ett relativt litet inslag av gyttjesubstans är tillräckligt för att en finlera skall ändra karaktär. Gyttjelera utskiljs även därför att den är yngre och bildad i annan miljö än övriga leror.

De postglaciala lerorna är till skillnad mot den glaciala leran icke varviga samt visar med undantag för ställvis förekommande inlagringar av svallsediment (s. 90) ingen märkbar skiktning. Dessa mera enhetligt uppbyggda lerlager är vidare praktiskt taget kalkfria. Färgen är genomgående grå i olika nyanser.

Postglaciala leror utgör en relativt liten del av jordlagren inom kartområdet. Orsaken härtill är tydligen att möjligheterna till omlagring av äldre jordlager varit begränsade i områdets trånga dalgångar och små sänkor. Stora delar av området ligger också så relativt högt, att de varit täckta av det postglaciala havet under betydligt kortare tid än t. ex. stora områden N om Stockholm. Även i de lägen, där postglaciala leror av tillräcklig mäktighet för markering på kartan (s. 7) förekommer, är de vanligen av ringa mäktighet, mestadels högst någon meter, ofta endast 0.5 m. Det torde i stort sett vara endast i några få, lågt belägna, större sedimenta-

tionsbäcken (bortsett från vattentäckta ytor) som de postglaciala lerornas mäktighet kan uppgå till några meter. Postglaciala leror förekommer främst inom de lägsta delarna av olika terrängavsnitt. I sedimentområden med små sänkor omväxlande med högre belägna delar kan ytlagren i de senare utgöras av t. ex. glacial lera medan sänkorna intas av postglacial lera med relativt flack överyta. Den postglaciala lera har i sådana områden endast delvis jämnat ut svackorna i terrängen.

Den postglaciala finleran inom kartområdet är till största delen styv lera med lerhalten vanligen större än 50 %. Som exempel på kornstorleksfördelningen i sådan lera redovisas några analyser i tabellen på s. 116 (proverna 49—54).

Inom kartområdet förekommer två huvudtyper av postglacial grovlera. Den ena typen har bildats genom omlagring av glaciala finkorniga sediment med hög halt av mjåla och mo. Sådan grovlera uppträder främst inom en del små ytor i trakten S om Västerhaninge och har i görligaste mån markerats på kartan. Det må här framhållas, att inom denna del av kartområdet växlingarna mellan olika slag av finkorniga sediment i ytlagren visar ett mera komplicerat mönster än normalt. Graden av generalisering i kartbilden är här i stort sett större än inom kartområdet i övrigt. Det grövre materialet i denna typ av grovlera utgörs av tämligen homogent inblandad mo. Kornfördelningen kan dock variera inom relativt vida gränser. Prov 55 (s. 116) är endast ett exempel på sådan lera. Enligt definitionen på grovlera kan lerhalten variera mellan 15 och 30 %. Inom de på kartan som grovlera utskilda förekomsterna torde lerhalten ställvis vara något högre. Den andra typen av grovlera har bildats genom att grövre material (mo, sand, grus), som svallats ut från isälvsavlagringar och morän, blivit mera heterogent inblandat i främst de ytliga delarna av postglaciala lerlager. Dylka s. k. landhöjningssediment uppträder oftast i närheten av uppstickande berg, morän och isälvsavlagringar, men intar i regel ej tillräckligt stora ytor för att markeras på kartan. Mäktigheten är i regel också ringa. Sammansättningen är mycket växlande. Denna typ av grovlera har markerats på kartan endast i ett fåtal fall.

Gyttjelera, som är en postglacial finlera med inslag av gyttjesubstans, har bildats i sen tid under lugna sedimentationsförhållanden i vikar och isolerade bäcken med grunt vatten och riklig vegetation. Någon skarp gräns föreligger icke mellan gyttjelera och vanlig postglacial finlera. På kartan har beteckningen gyttjelera använts, där postglacial finlera genom inslag av gyttjesubstans (2—6 viktprocent) tydligt har en annan karaktär

än normalt. Inom de som gyttjelerä markerade ytorna kan undantagsvis även finnas små inslag av lerygttja (6—30 % gyttjesubstans).

Lerhalten i kartområdets gyttjeleror torde genomsnittligt vara något lägre än i de vanliga postglaciala finlerorna men klart överstigande 40 %. Kornstorleksfördelningen är i övrigt likartad i dessa båda typer av lera. Prov 56 i tabellen på s. 116 representerar en vanlig typ av gyttjelerä. Typisk sådan utmärks av att den vid torkning spricker sönder i små korn och den kallas därför också grynlere. Färgen är grå, vanligen i en svagt grönaktig nyans. Gyttjelerä förekommer främst inom lågt belägna områden. Mäktigheten är i regel högst omkring 0.5—1 m. Inom uppodlade områden med gyttjelerä har tidigare oftast funnits en riklig gräs- eller kärrvegetation, varigenom matjordslagret fått en hög mullhalt.

Svämsediment

Svämsediment förekommer som ytliga lager utmed nutida eller för relativt kort tid sedan existerande vattendrag. Dessa sediment indelas på kartan i en finkornig (lera—finmo) och en grovkornig (grovmo—sand) grupp. Kornstorleksfördelningen kan vara mycket varierande i båda grupperna. Svämsedimenten är ofta ofullständigt sorterade samt mer eller mindre blandade med organiskt material såsom makroskopiska växtrester, gyttja och dy.

Svämsediment uppträder endast i liten omfattning inom kartområdet. Förekomster av svämsediment med tillräcklig utbredning och mäktighet (se s. 7) för markering på kartan finns endast på ett fåtal ställen, främst i sydvästra delen av området. Mäktigheten är ringa, mestadels högst omkring en meter. Den finkorniga typen är vanligast. Ett exempel, som visar hur denna typ kan vara sammansatt, har medtagits i tabellen på s. 116 (nr 57). I vissa av de på kartan som finkorniga svämsediment markerade förekomsterna uppträder även inslag av grovmoiga sediment som övergångstyper till den grovkornigare gruppen.

Torv och gyttja

Torvmarkerna indelas i kärr och mossar. Indelningen grundar sig på den naturliga vegetationen och/eller torvslaget i det översta lagret. I många

fall är enbart det sistnämnda avgörande, ty den naturliga vegetationen har i många torvmarker förändrats, t. ex. genom utdikning. En del av kärren är också odlade. Direkta uppgifter härom redovisas icke på den geologiska kartan, men kan erhållas genom jämförelse med topografiskt och ekonomiskt kartmaterial. För tunna ytlager av torv (mäktighet i genomsnitt mindre än 3 à 4 dm) har en särskild beteckning utsatts på kartan där så ansetts lämpligt med hänsyn till kartskalen.

Med undantag för en mängd mycket små mossar, som förekommer i sänkor uppe i bergsmassiven, underlagras torven i torvmarkerna i regel närmast av gyttja och leryttja, som i sin tur vilar på lera. I kärren förekommer olika slag av kärrtorv, i mossarna dessutom olika varianter av vitmoss-torv (jfr fig. 28—32). De vanligaste torvslagen inom kartområdet är vitmoss-torv, starrtorv och lövkärrtorv.

Kärren utgör den mindre delen av torvmarkerna inom kartområdet. Torvlagrens mäktighet är också relativt ringa i kärren, vanligen högst omkring 1—2 m. I vissa kärr inom lerområden kan kärrtorven vara underlagrad av mäktigare lager av gyttja och leryttja. Bland de icke odlade kärren är s. k. lövkärr och skogskärr de vanligaste.

Mossarna inom kartområdet är med hänsyn till vegetationen till största delen utbildade som tall-rismossar, delvis märks även skogsmossar och tuvdunsmossar. På mossarna, vilka framför allt kännetecknas av ett slutet täcke av vitmossor, växer mestadels olika ris såsom ljung, skvattram, odon etc. samt tall. I övrigt märks ofta tuvdun och en del andra för mossevegetationen typiska växter, t. ex. hjortron. I de små mossarna inom bergområdena kan delvis ingå partier av kärrkaraktär, s. k. starrmossar, vilka icke utskilts på kartan. Torvlagrens mäktighet kan i de större mossarna uppgå till omkring 5 m (uppgifter om torvlagrens mäktighet har i vissa fall införts på kartan). Många av mossarna har en svagt välvd yta, men endast ett fåtal visar en sådan tydlig välvning som är vanlig i nederbördsrikare delar av landet. I de flesta fall är mossarna mer eller mindre fullständigt omgivna av s. k. laggkärr, vilka i regel är för smala för att markeras på kartan. Mossar i miljöer med tillgång på näringsrikt vatten kan däremot vara omgivna av breda kärr, vilka kan sägas isolera mossen från det näringsrika fastmarksvattnet. Ett exempel på denna typ av torvmark förekommer N om Bollmora (4h; jfr Granlund 1932, s. 80).

Mossarnas byggnad åskådliggörs bäst med profiler, upprättade på grundval av borringar. Förutom en för Stockholmstrakten extremt välvd mosse (fig. 28) har några olika större mossar inom skilda delar av kartområdet

undersökts på detta sätt. — Lagerföljden i den förstnämnda mossen S om Riddartorp visar bl. a., att en påtaglig vattenståndssänkning torde ha ägt rum i denna torvmarkssänka efter isoleringen. — Mossen S om Slåboda (fig. 29) visar en endast svagt välvd yta, vilket är mera normalt i Stockholms-trakten. Den ca 1.5 m u. y. tydligt utbildade gränsen mellan hög- och låg-humifierad vitmosstorv, rekurrensytan, har enligt C14-dateringarna (St-2067 och St-2069) utbildats vid en tidpunkt mellan ca 500 och 800 e. Kr. De daterade proverna är tagna omedelbart under och över rekurrensytan vid borrhpunkt 3. Denna rekurrensyta betecknas enligt Granlund (1932) RY II. För ytterligare kontroll av dateringen har pollenanalys utförts på en provserie tagen mellan 100 och 250 cm u. y. vid samma borrhpunkt. (Analyserna har utförts vid SGU kvartärpaleontologiska laboratorium, där utförligt pollendiagram för detta avsnitt också förvaras.) En jämförelse med det av Granlund (1932, fig. 51) publicerade pollendiagrammet från Snöromsmossen visar också tydligt, att rekurrensytan i mossen vid Slåboda är likåldrig med den i Snöromsmossen av Granlund som RY II betecknade gränsen (jfr även Möller 1964, fig. 50). — Lagerföljden i mossen vid Bollmora (fig. 30) visar bl. a., att ett blötare stadium inträffat efter det att den undre lövkärrtorven bildats. Detta torde kunna ställas i samband med en höjning av grundvattennivån i isälvsavlagringen V härom. Grundvatten från denna avrinner även nu genom en källa i det aktuella området (jfr kartan). — Kvarnmossen (fig. 31) torde vara representativ för många mossar inom området.

I två av de största mossarna inom kartområdet, Slätmossen S om Handen och Älta mosse NO om Ältasjön, har omfattande torvtäkt tidigare förekommit. Inom 13 hektar av Slätmossens centrala del har mossstorv tagits ned till 1.5—2 m u. y. På den topografiska kartan är detta torvtäktsovmråde markerat som »sank mark, tidvis vattenfylld». (Den topografiska kartans linjeton för sådan mark ingår även i den geologiska kartans underlag.) I en punkt inom Slätmossen, där ytlagren avrymts, har följande lager genomborrats (SGU, torvarkivet): starrmosstorv ca 1 m, vitmosstorv ca 1 m, starrmosstorv ca 0.2 m, starttorv ca 0.5 m samt gyttja och lergyttja ca 8 m. Förmultningsgraden i starrmosstorven växlade mellan H5 och H8. Vitmosstorvens övre del (ca 0.5 m) var lågförmultnad, H3—5, medan den undre delen (ca 0.5 m) var högförmultnad, H5—8.

Den i Älta mosse uttagna torven har huvudsakligen använts för torvströberedning. Lagerföljden i en punkt inom denna mosse återges nedan (SGU, torvarkivet):

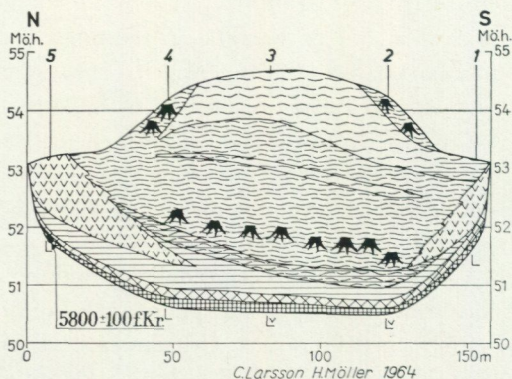


Fig. 28. Profil genom en för Stockholmstrakten extremt välvd mosse, belägen 500 m SSV om Riddartorp, ca 3 km NV om Västerhaninge k:a. Avvägd från den närbelägna fixpunkten 54.05 m ö. h. Isoleringskontakten (gränsen mellan lergyttja och gyttja) har C14-daterats till 5800 ± 100 f. Kr. (jfr fig. 34).

Section through the peat bog 500 m SSW of Riddartorp, about 3 km NW of Västerhaninge church. This type of raised bog is very rare in the vicinity of Stockholm. The isolation contact is C14-dated (cf. Fig. 34).

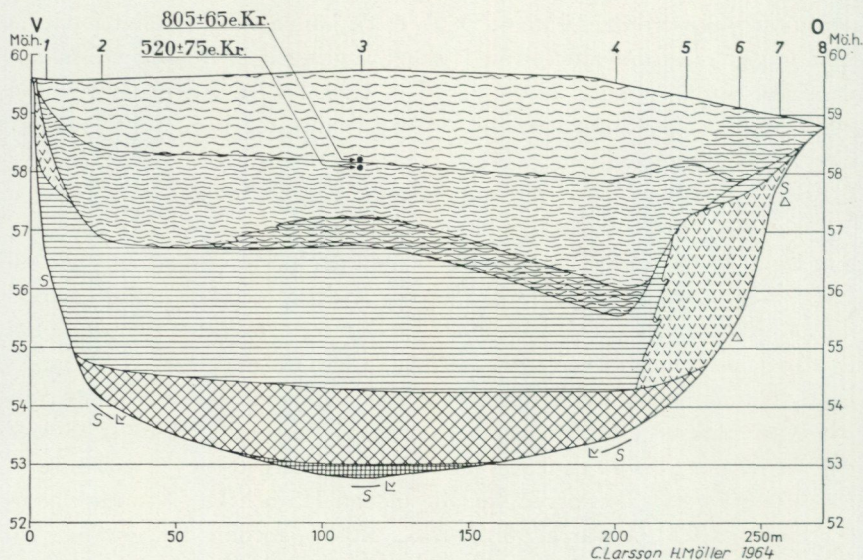


Fig. 29. Profil genom mossen 400 m S om Slåboda (2f). Avvägd från fixpunkten 61.60 m ö. h. SV om mossen. Den tydliga rekurrensytan ca 1.5 m u. y. är RY II (se vidare i texten).

Section through the peat bog 400 m S om Slåboda (2f). The distinct recurrence surface is RY II (Granlund 1932).

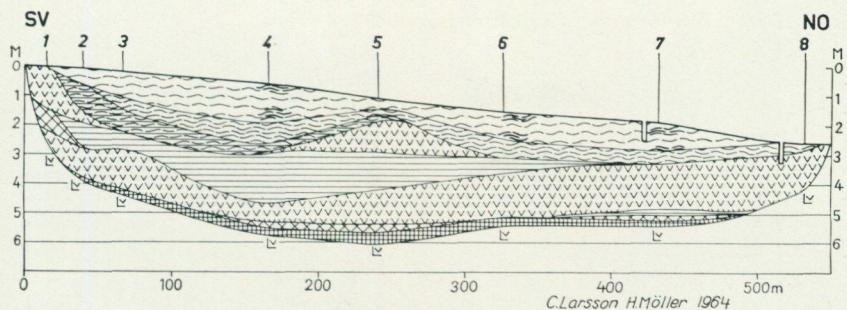


Fig. 30. Profil genom mossen N om Bollmora med centrum ca 600 m V om Högmora (4h). Lagerföljden kommenteras i texten.
Section through the peat bog N of Bollmora (4h).

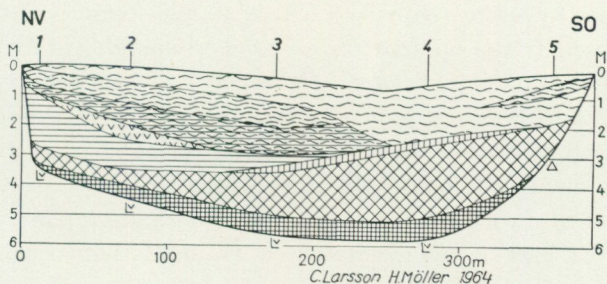


Fig. 31. Profil genom Kvarnmossen, 1 km NO om Mörby (2i).
Section through the peat bog Kvarnmossen, 1 km NE of Mörby (2i).

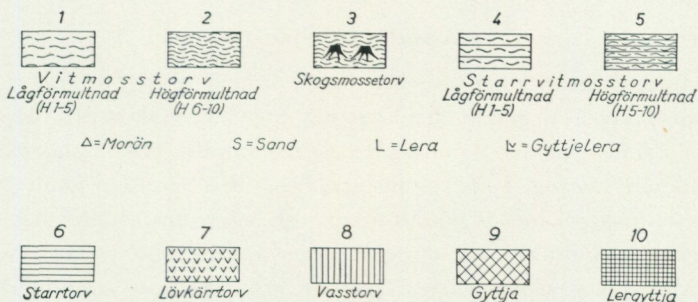


Fig. 32. Teckenförklaring till torvmarksprofilerna.

Explanation to the mire sections. 1—2=Sphagnum peat (H=degree of decomposition); 3=Sphagnum forest peat; 4—5=Carex-Sphagnum peat; 6=Carex peat; 7=Birch and alder fen peat; 8=Phragmites peat; 9=Detritus mud; 10=Clayey mud. Morän=till; sand=sand; lera=clay; gytjelera=mud-clay.

0 —1.1 m	Vitmosstorv, förmultningsgrad	H3
1.1—1.4 m	» , »	H5
1.4—1.7 m	» , »	H6—7
1.7—2.4 m	» , »	H3
2.4—2.8 m	» , »	H8
2.8—3.3 m	Starrtorv	
3.3—3.5 m	Kärrdy	
3.5—3.6 m	Gyttja	
3.6—3.7 m	Lera	
3.7 m +	Sand	

Gyttja, som kommit i dagen vid sjösänkningar, förekommer som ytlager inom kartområdet. Gyttja uppträder i ytan på vissa ställen i anslutning till de sänkta sjöarna Trehörningen, Ormlången, Ågestasjön, Magelungen, Lissmasjön samt Drevviken, via vilken hela detta sjösystem avbördas österut till Kalvfjärden. Gyttja uppträder även inom ett område vid Älvsjö i nordväst (f. d. Brännkyrka sjö) samt vid Vädersjön VSV om Tungelsta. Utöver den geologiska kartans beteckning för gyttja tillkommer i flertalet nämnda fall det topografiska underlagets linjeton för »sank mark, tidvis vattenfylld». Inom de aktuella områdena torde den rena gyttjans mäktighet ställvis uppgå till några meter. Vid några kontrollborrningar påträffades t. ex. 2.5 m mäktiga lager av ren gyttja dels ca 250 m SO om Älvsjö gård, dels utmed diket mellan Ormlången och Ågestasjön. Ca 600 m V om sjön Trehörningen västra hörn är gyttjan 1.5 m mäktig.

Landhöjningen

Kartområdets högsta punkt är belägen ca 110 m. ö. h. på Stora Tornberget NNV om Tungelsta. Sedan denna punkt ungefär 8 000 f. Kr. höjdes ur havet (Yoldiahavet), har landarealen inom området efter hand ökat till nuvarande omfattning. I ett komplicerat och till sitt förlopp ännu ej entydigt utrett växelspel mellan jordskorpan och havsytans rörelser har Östersjöbäckens strandnivå efter ett visst mönster förskjutits nedåt. Vid vissa tillfällen har relativt kortvariga, mindre höjningar av strandnivån avbrutit den ännu i dag fortgående förskjutningen nedåt. Strandförskjutningen inom olika delar av landet finns behandlad på många ställen i den geologiska facklitteraturen. Utförliga uppgifter om förhållandena i här aktuella trakter återfinns bl. a. i följande i litteraturförteckningen upptagna

skrifter: Granlund (1928, 1930), De Geer (1932), Florin (1948), Nilsson (1962, 1968), Möller (1964, 1969) samt Åse (1964). Inom Södertörn erbjuds de praktiskt taget enda möjligheterna i Stockholmstrakten att erhålla stratigrafiskt material för datering av strandnivåer högre och därmed äldre än Litorinahavets högsta gräns i denna trakt. Därför har som bidrag till utforskningen av strandförskjutningen, två sådana äldre strandnivåer C14-daterats i samband med upprättandet av denna karta. Resultaten återges nedan. Med hjälp av pollen- och diatoméanalyser har Florin (1948, fig. 6 a och 7) tidigare undersökt isoleringen av två högt belägna bäcken inom kartområdet, Långsjön och Holmträsket.

TORNBERGASJÖN

I torvmarken vid Tornbergasjön, ca 4 km NNV om Tungelsta, kunde efter flera försök insamlas en provserie lämpad för C14-datering av isoleringskontakten. Kontroll och närmare bestämning av denna har utförts genom diatoméanalyser vid SGU kvartärpaleontologiska laboratorium (Urve Miller). Provserien är tagen ca 300 m S om triangelpunkten på Stora Tornberget. Med utgångspunkt från denna har den i det närmaste horisontella torvmarksytan avvägts till 85.3 m. ö. h. Två prov tagna omedelbart under isoleringskontakten har daterats till 7055 ± 225 f. Kr. (St-2039) respektive 7205 ± 180 f. Kr. (St-2040). Resultaten av undersökningen återges i fig. 33, vilken i sammanfattning visar, att sänkan vid Tornbergasjön isolerats ur Ancylussjön ca 7 000 f. Kr. Förekomsten av diatoméarterna i diagrammets grupp 1 kan ses som ett uttryck för de sista spåren av bräckt vatten i övergångsskedet från Yoldiahavet till Ancylussjön.

Lagerföljdsavsnittet, som återges i fig. 33, har även analyserats i avseende på polleninnehåll (11 prover). Resultatet härav är ensamt av mindre intresse i detta sammanhang, men ger dock ett visst stöd för dateringen. Av trädpollenet i det aktuella avsnittet dominerar tall (60—70 %) och björk (30—40 %). I övrigt kan noteras låga frekvenser (högst ca 3 %) av al-, alm-, ek- samt hasselpollen samt att sammanhängande alpollenkurva saknas i diagrammet. Vidare märks att inslaget av vattenväxternas pollen (främst *Myriophyllum*) visar en markant ökning uppåt vid isoleringsnivån, medan grönalgen *Pediastrum* samtidigt avtar. Även cyperacépollen ökar markant vid isoleringsnivån. (Utförligt pollendiagram förvaras vid ovan nämnda laboratorium.)

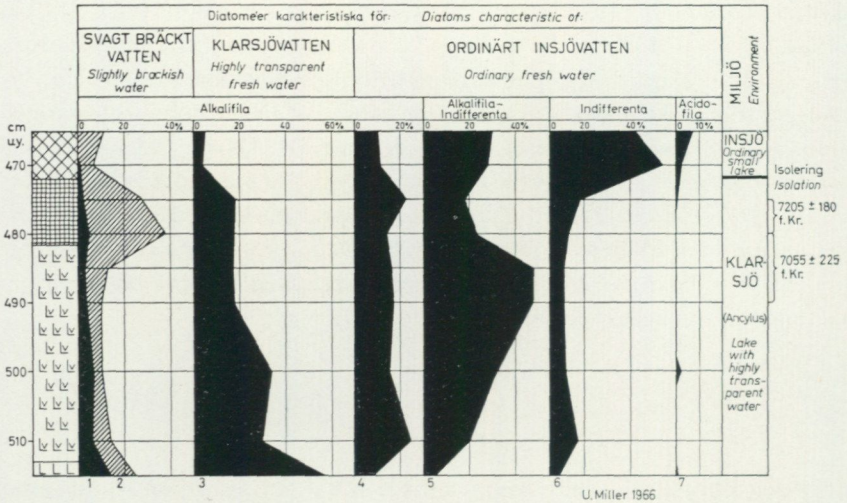


Fig. 33. Isoleringskontakten i torvmarken vid Tornbergasjön, ca 4 km NNW om Tungelsta. Isoleringsnivå: ca 85 m ö.h. C14-dateringar: St-2039 och St-2040.

Jordartsbeteckningar: fig. 32. Antal räknade diatoméer: ca 200 per analys.

The isolation contact in the mire at Tornbergasjön, about 4 km NNW of Tungelsta. Isolation level: about 85 metres above sea-level. C14-datings: St-2039 and St-2040.

Explanation of the strata: Fig. 32. About 200 diatoms counted in each sample.

Dominerande diatoméarter i diagrammets olika grupper:

1. *Cocconeis pediculus*, *Navicula aboënsis*, *Nitzschia acuminata*, *Rhoicosphenia curvata*.
2. *Epithemia argus*, *E. sorex*, *E. turgida*, *E. zebra*.
3. *Achnanthes lanceolata*, *Amphora ovalis*, *Cyclotella bodanica*, *C. kützingiana* v. *schumanni*, *Cymbella helvetica*, *C. prostrata*, *C. sinuata*, *Didymosphenia geminata*, *Epithemia hyndmanni*, *Gyrosigma attenuatum*, *Melosira islandica* + subsp. *helvetica*, *Navicula jentzschii*, *Opephora martyi*, *Stephanodiscus astræa*.
4. *Cyclotella comta*, *Cymatopleura solea*, *Cymbella cistula*, *C. cymbiformis*, *C. turgida*, *Diploneis ovalis*, *Fragilaria construens*, *F. spp.*, *Gomphonema acuminatum*, *G. constrictum*, *G. intricatum*, *Rhopalodia gibba*, *Synedra ulna*.
5. *Cocconeis placentula*.
6. *Achnanthes calcar*, *Eunotia pectinalis*, *Gomphonema gracile*, *Melosira italica*, *Nitzschia acuta*, *Pinnularia aestuari*, *P. gibba*, *P. major*, *P. mesolepta*, *P. viridis*, *Stauroneis anceps*, *S. phoenicentron*, *Tabellaria fenestrata*.
7. *Eunotia angustata*, *E. flexuosa*, *E. formica*, *E. pseudopectinalis*, *E. robusta*, *Neidium productum*, *Tabellaria flocculosa*.

RIDDARTORP

Isoleringskontakten i torvmarken 500 m SSV om Riddartorp (ca 3 km NV om Västerhaninge k:a) har undersökts på samma sätt som isoleringskontakten vid Tornbergasjön (se ovan). Resultaten av diatoméanalyserna (Gunnel Linnman och Urve Miller) samt C14-datering återges i fig. 34

Ett visst stöd för dateringen av isoleringskontakten har även i detta fall erhållits genom pollenanalys. Till skillnad mot det äldre isoleringsavsnittet vid Tornbergasjön innehåller det här aktuella avsnittet alpollen till mellan 20 och 40 %. Pollen av tall avtar uppåt från ca 50 % till ca 20 %, medan pollen av björk ökar från ca 20 % till ca 50 %. I övrigt kan noteras högst ca 4 % almpollen och högst ca 1 % granpollen.

Summary: Description of the Quaternary deposits

Glacial striae. Fig. 17a shows a representative selection of the striae. The localities at which it has been possible to group crossing striae, according to age, are numbered in Fig. 17b.

On the map sheets Stockholm NO and Stockholm NV (Möller 1964 and 1965) the oldest ice movement, recorded by the striae, was directed towards the ESE. On this map sheet there are only two certain observations of old striae directed towards the ESE. However, the ice movement mentioned above, which probably took place during one of the oldest stages of the Würm glaciation, probably occurred within this area also, at least in the northern part. Later on, probably in the beginning of Würm II, the ice movement was directed towards the SE. After that the movement gradually turned towards the SSE. During the retreat of the ice the movement in the greatest part of the area was directed towards S10°E. In the south-eastern part the direction was N—S. In the northeastern part the movement was still directed towards the SSE. During the final stage the ice movements were influenced by the topography and irregularities in the calving of the ice front. Some of the striae at the localities 11, 12 and 17 probably reflect such deflections.

Till. Most of the till, exposed in the map area, mantles the slopes of the numerous knobs of bedrock and decreases in thickness upwards. The thickness of the till on the slopes is often only 0.5—1 m and seldom more than a few metres. The absence of till on the heights is partly due to the work of the breakers during the postglacial time. However, this factor cannot explain the absence of till on many of the largest areas of exposed bedrock. This must be a primary feature.

From the composition of the fine material the till can be mainly classified as sandy till with coarse silt (cf. Fig. 18). In places, more coarse-grained till types occur, especially in lee-positions, in relation to the last ice movements. Till with lenses of sorted sand and gravel also occurs in many places on the lee sides of bedrock knobs (Möller 1960).

The surface layer of the till has been influenced by wave-washing etc. down to, in general, a depth of 0.2—0.3 m below the surface.

The content of boulders and stones in the till normally varies between 25 and 50 % of the volume. Till with a higher content of boulders and stones occurs in places, especially in the above mentioned lee-positions. The frequency of superficial boulders within the till areas is almost everywhere to be classified as medium. High frequency of superficial boulders occurs within a few small areas. The boul-

ders and the stones of the till are dominated by local bedrock-material transported less than 10 km.

Glacifluvial deposits. Between Västerhaninge in the south and Kolarängen in the north a large subglacial discharge river deposited true esker-ridges combined with more flat-lying, widespread glacifluvial deposits, mainly sand. The eskers are of the type described by G. De Geer (e.g. 1940). The glacial river has mainly followed depressions of the bedrock. The main part of the glacifluvial deposits lies in the central parts or on the slopes of such depressions. The thickness of the glacifluvial deposits in places attains 40 metres.

According to Nilsson (1968, cf. also G. Lundqvist 1961) the large glacifluvial deposits between Västerhaninge and Handen have been deposited during a period of relatively slow ice-recession. Obviously there also occurred small advances or oscillations of the ice front in this part of the area (cf. Fig. 20—22). Investigations of the rock types in the glacial deposits suggest that during the stage when the mouth of the glacial river was situated at Handen the river in the ice first followed the south part of the depression of the lake Drevviken, between Söderhagen and Kumla. Later on a new branch of the glacial river was developed from the neighbourhood of Kumla to the south and the eskers NE of Handen were deposited. The investigations also suggest that during the stage when the mouth of the glacial river was situated in the neighbourhood of Kolarängen the river in the ice about 10 km to the northwest was diverted to another course. The first mouth of this new branch of the glacial river was situated at Tallkrogen about 5 km W of Kolarängen.

Deposits of smaller subglacial discharge rivers occur especially S of Tungalsta in the southwestern part of the area and at Dalarö in the east.

The external parts of all the exposed glacifluvial deposits have been redeposited by the breakers in postglacial time.

Fine-grained glacial sediments. Over most of the map area these sediments are dominated by varved silt with thin layers of clay (cf. Figs 23 and 26). Upwards this type of sediment usually grades into glacial varved clay (cf. Fig. 25) and therefore the two types have been mapped as a single unit. In the northernmost and easternmost parts of the area the clayey type dominates. In places, near the glacifluvial deposits, there also occur glacial sediments of more pure silt (cf. Fig. 24) with fine sand close to the surface. On the map sheet, however, it has not been possible to separate these types from the more common superficial postglacial coarse silt and fine sand.

G. De Geer (1940, p. 103) assumed that the change to more clayey varved sediments to the north within this area could be connected with the change to more brackish water when the Baltic ice-lake was drained to the sea-level. However, other factors are probably of greater importance for explaining the differences between the development of the fine-grained varved sediments in different parts of the area. The changes mentioned can be connected with variations in the rate of ice recession, the position of the sediments in relation to the mouth of the subglacial discharge rivers and also to the morphology of the area.

Postglacial sediments. These sediments are formed by redeposition of material

from till, glacifluvial deposits and fine-grained glacial sediments. Four main groups can be distinguished: 1. Beach deposits including cobbles, gravel, sand and fine sand. 2. Aeolian deposits. 3. Postglacial clays. 4. Alluvial sediments.

The beach sediments, especially the shore-gravel, show great variations in grade. Exposed deposits of cobbles are almost completely lacking within this area, but layers of cobbles may occur in the redeposited parts of the glacifluvial deposits. The other types of beach sediments are most common on top of and around the glacifluvial deposits. The beach sediments covering the glacifluvial deposits are not marked on the map. Small beach deposits are common in all parts of the area, but only larger occurrences have been marked on the map. In the environs of the glacifluvial deposits the redeposited gravel and sand can be several metres in thickness. In other parts of the area the beach sediments are, in most cases, very thin.

Aeolian deposits—small dunes—occur in a little area on the glacifluvial deposit SE of Handen in the centre of the map sheet. The dunes are oriented WNW—ESE as bank-like ridges, a few metres in height and up to 200—300 m in length. The material consists almost entirely of the fractions 0.6—0.06 mm (cf. the sample 48, p. 116). The dunes are situated about 50 m above sea-level and probably formed along the beach in the beginning of the Litorina stage about 5 000 BC.

The postglacial clays constitute a relatively small part of the Quaternary deposits within this area. The thickness of these clays is mostly less than 1 m. In central parts of larger basins they are exceptionally several metres in thickness. Most of these clays are heavy clays (cf. the samples 49—54, p. 116), but in places silty or sandy clays also occur. The clay content in the latter types varies between 15 and 30 per cent. A special type of postglacial heavy clay, a mud-clay, is distinguished on the map sheet. This type is characterized by intermixed microscopic, organic remnants.

Alluvial sediments occur mainly in a few small areas in the southwest. The fine-grained type—including clay, silt and fine sand—is dominant. The thickness is slight, mostly less than 1 m.

Organic deposits. The division into fens and bogs, used on the map, is based mainly on the vegetation. The fens are characterized by sedges of different species, reed, moisture-seeking herbs etc. Many of the fens, however, are cultivated and the primary vegetation in these cases has disappeared. The thickness of peat in the fens is usually less than 2 m, but in many cases the peat rests upon thick layers of detritus mud (gyttja). The bogs are characterized by a coherent cover of *Sphagnum*-species. Usually the bogs are more or less overgrown by pine. The stratigraphy of the bogs varies. Figures 28—31 show some different types. Fig. 31 shows a common type of bog in this area.

Recurrence surfaces, i.e. borders between highly and overlying lowly humified *Sphagnum*-peat, occur in many of the bogs. According to the C14-datings the recurrence surface in the bog shown in Fig. 29 must be RY II (Granlund 1932). Also a comparison between a pollen diagram from this bog and the diagram published by Granlund (1932, Fig. 51) verifies this conclusion.

In historic time some of the lakes within the map area have been drained and lowered exposing detritus mud deposits.

The land uplift. Figs 33 and 34 show the results of two investigations performed as a contribution to the research into land uplift problems. The datings have also been compared with the result of pollen analysis.

Sammanställningar och tabeller

Mäktighetsuppgifter

Kartans mäktighetsuppgifter är i princip av två slag: 1. Uppgifter om djupet till fast botten inom en del större områden med leror och finkorniga sediment. 2. Uppgifter om torvlagrens mäktighet i en del av torvmarkerna.

Uppgifterna om djupet till fast botten, varmed här avses morän eller berg, hänför sig huvudsakligen till sondborrningar, delvis utförda av myndigheter och ingenjörsfirmor. De angivna värdena gäller strängt taget endast för respektive punkter. Växlingarna i djup kan vara avsevärda även inom ett begränsat område. Punkterna har huvudsakligen placerats där de största djupen kan förmodas föreligga. Med uppgifterna avses främst att ge en viss ledning vid bedömning av storleksordningen på de större djupen till fast botten inom respektive sedimentationsbäcken.

I mäktighetsuppgifterna indelas jordlagren i kohesionära jordarter (lera—finmo samt gyttja), friktionsjordarter (grovm—grus) samt torvjordarter. Uppdelningen i de två förstnämnda grupperna är inom stora delar av kartområdet mycket ungefärlig. Detta beror dels på jordlagrens natur, dels på att uppgifterna främst är grundade på sondborrningar. Molager kan ofta icke exakt klassificeras enligt ovanstående, även om prover föreligger. I vissa fall, där det ej kunnat avgöras om de understa delarna av lagerföljden utgörs huvudsakligen av finmo eller grovm, har beteckningen kohesionär jordart använts. I de flesta fall utgörs huvuddelen av lagerföljderna av glaciala finkorniga sediment. Dessa består inom stora delar av kartområdet till övervägande del av omväxlande tunna skikt av mo, mjåla och lera (jfr s. 84—85). Dyliga lager har i mäktighetsuppgifterna klassificerats som kohesionära. Gyttja kan ingå i lagerföljden endast i de fall kartan redovisar torvmark eller gyttja.

Beskrivningar av räffelokaler

Nedan upptas de räffelokaler, på vilka åldersförhållandet mellan olika räffel-system är helt eller delvis klarlagt. Lokalerna återfinns med respektive nummer på fig. 17b. Som komplement till lägesangivelser anges ekonomiskt kartblad med siffror och bokstav inom parentes enligt den bladindelning, som återfinns i huvudkartans yttre ram.

Räffelriktningar anges genomgående avrundade till närmast helt 5-tal grader.

1. Vid stranden 450 m VNV om Farsta gård (4f): Räfflor i N35°V på fasettyta mot SV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N10°V.

2. Strandhäll 400 m NV om Ågestagården (3g): Räfflor i N30°V på fasettyta mot VSV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N15°V.

3. Vid stranden 100 m N om Djupån (3g): Räfflor i N30°V på fasettyta mot VSV samt yngre räfflor i N10°V.

4. Strandhäll på udden 1 100 m VNV om den västligaste av Skrubba holmar

(4g): Räckflor i N50°V i en ränna med samma riktning och läläge i förhållande till nordligare isrörelser. På stötsidan yngre räckflor i N30°V och N20°V. De senare dominerar och syns vara yngst.

5. Yttersta spetsen av udden 1 800 m ONO om Drevvikens hpl (3g): Räckflor i N45°V på fasettyta stupande ca 30° mot SV. Stötsida mot N med yngre räckflor i N20°V.

6. 50 m VSV om Öringesjöns sydspets (4i): Räckflor i N25°V på fasettyta stupande ca 50° mot SV. Stötsida mot N med yngre räckflor i N10°V.

7. Vid stranden 1 200 m NO om Tyresö k:a (4i): Räckflor i N 30°V på hällens västra sida. Stötsida mot N med yngre dominerande räckflor i N10°V. På hälltytor i närheten förekommer även räckflor i N20°V.

8. 550 m V om Söderby (2g), ca 20 m V om kurvan på landsvägen: I läläge för nordligare isrörelser finns räckflor i N40°V och N20°V på SV-sidan av liten rundhäll. Stötsida mot N med yngre räckflor i N10°—5°V. Åldersföljd: N40°V → 20°V → N10°—5°V.

9. Framgrävd häll i f. d. sandtag 1 150 m OSO om Söderby (2g): Räckflor i N25°V, N15°V och N—S med åldersföljd från äldst till yngst i nämnd ordning, klarlagd med hjälp av läget på olika fasettytor.

10. Liten, nästan horisontell hällyta 25 m V om landsvägen, 250 m VSV om Skutan (2h): Räckflor i N20°V, (N5°V), N—S och N20°O. Sistnämnda system i N20°O skär över de övriga och är klart yngst. Åldersförhållandet mellan räckflorna i N—S och N20°V är inte entydigt klarlagt. De sistnämnda kan möjligen vara äldst.

11. Vid stranden ca 30 m V om N-spetsen av holmen 1 700 m ONO om Sandemar (1j): Liten rundhäll med tre skilda läfasetter. 1. Fasettyta stupande ca 30° mot SSV räckflad i N70°V. 2. Fasettyta stupande ca 45° mot SV räckflad i N30°V. 3. Liten fasettyta på rundhällens V-sida räckflad i N—S. Stötsida mot N med räckflor i N10°O. På den förstnämnda fasettytan förekommer dessutom räckflor i N40°O, vilka med stöd av närliggande observationer (se nedan samt lokal nr 12 och 19) får antagas vara äldre än räckflorna i N—S och N10°O. Mot bakgrund av andra observationer i Stockholmstrakten torde räckflorna i N40°O däremot vara yngre än räckflorna i N70°V och N30°V. Sannolik åldersföljd: N70°V → N30°V → N40°O → N—S → N10°O.

Längst ut på S-spetsen av nämnda holme finns en mot NO svagt stupande yta med räckflor i N30°O samt yngre räckflor i N—S. De senare skär över de förra. Stötsidor mot N med räckflor i N—S. Lokalen ligger vid medelvattenstånd vid eller något under vattenytan.

12. Vid stranden 900 m S om Kolbotten (2j): Fasettytor stupande mot OSO med dominerande räckflor i N20°O. På dessa ytor förekommer även mera östliga räckflöspår, men dessa syns ha uppkommit vid lokala avlänknningar, s. k. krökta räckflor. Stötsida mot N med räckflor i N—S. På något högre liggande stötsidor omedelbart O om föregående dominerar räckflor i N10°V, vilket också är den i omgivningarna vanligaste riktningen.

13. 700 m NO om Fällbrunna (0f): Räckflor i N20°V på fasettyta stupande mot SV. Stötsida mot N med räckflor i N—S.

14. Vid stranden 400 m V om Oxnö (0h): Räckflor i N40°V på fasett i lägläge på hällens västra sida. Stötsida med räfflor i N10°V. På hällens östra sida mindre fasettyta med yngre räfflor i N—S.

15. Vid stranden 100 m V om Sävnäs (0h), 20 m S om brygga: Räckflor i N45°V på fasettyta stupande ca 45° mot SV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N10°V.

16. Vid stranden 300 m NO om Ängemarsgrynnan (0h): Räckflor i N30°V på läsidefasett. På stötsidan yngre räfflor i N10°V. På närbelägna stötsidor förekommer även räfflor i N20°V.

17. Strandhäll 1 000 m VSV om Stegsholm (1i), 50 m N om den lilla vikens SO-hörn: På en skarpt avgränsad något buktande fasettyta som genomsnittligt stupar ca 45° mot SO finns tunna räfflor i N50°O, vilka är inristade snett uppåt i riktning mot SV. På stötsidan V om denna fasettyta finns räfflor i N10°O, vilka tydligen är yngre än de förstnämnda.

18. 75 m V om Skälbrunn (1i): Räckflor i N40°V dels på läsidefasett mot SV, dels i annat lägläge nedanför fasettytan. Stötsida mot N med räfflor i N10°V.

19. Strandhäll 500 m VSV om Björnökobb (1i): Räckflor i N50°—40°V på läsidefasett och läglägen i förhållande till nordligare isrörelser. Stötsidor med yngre räfflor i N10°V och N—S, de senare dominerande.

20. Strandhäll på Björnös N-spets, 600 m N om Björnökobb (1i): Räckflor i N30°V på fasettyta stupande 30° mot SV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N10°V.

21. Utmed den i V—O utsträckta stranden O om Skälåker (1i) finns ett flertal fasett-slipningar med räfflor i riktningar från N30°V till N5°O. De olika räffel-systemens inbördes läge visar genomgående en högervridning av isrörelsen, dvs. från NNV mot N—S. Vid stranden 400 m ONO om Skälåker: Räckflor i N20°V på läsidefasett mot SV. På en mot denna gränsande senare slipad fasettyta finns räfflor i N10°V. På stötsidan mot N finns yngre räfflor i N5°O. Några meter V härom finns räfflor i N30°V på en i det närmaste horisontell fasettyta. På stötsidan nedanför denna finns yngre räfflor i N—S. Jfr räffelokal nr 24 på geologiska kartbladet Stockholm NV (Möller 1965, s. 87).

22. Vid stranden 50 m NV om huset på Fåglarös NV-udde (1j): Räckflor i N20°V på läsidefasett mot VSV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N—S. Vid stranden på Ersholmens NV-spets (1j): Räckflor i N10°V på läsidefasett. Stötsida mot N med yngre räfflor i N—S.

23. Vid stranden 150 m V om Långgarnsholmens NO-hörn (0i): Räckflor i N30°V på läsidefasett mot VSV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N—S.

24. Vid stranden 500 m NO om St. Rotholmens S-spets (0i): Räckflor i N20°V på fasettyta stupande 30° mot VSV. Stötsida mot N med yngre räfflor i N5°O.

25. N-spetsen av L. Rotholmen (0j): Räckflor i N5°V på läsidefasett. Stötsida med yngre räfflor i N5°O.

26. NV-spetsen av Breviks Skrakholmar (0j): Räckflor i N20°V på läsidefasett. Stötsida med yngre räfflor i N—S.

27. Vid stranden 350 m OSO om Koviksudds N-spets (0j): Räckflor i N30°V på läsidefasett mot VSV. Stötsida med yngre räfflor i N—S.

28. Vid stranden 200 m ONO om Storholmens V-spets: Räckflor i $N40^{\circ}V$ på fasettyta stupande 60° mot SV. Denna fasettyta gränsar med skarp kant mot en högre belägen fasettyta, som stupar 20° mot VSV och är räckflad i $N30^{\circ}V$. Sistnämnda fasettyta är skarpt avgränsad från stötsidan. På denna finns yngre räckflor i $N10^{\circ}V$.

På den S om Storholmen belägna Skinnkobben finns 75 m S om kobbens NV-hörn räckflor i $N20^{\circ}V$ på läsidefasett. På stötsidan mot N yngre räckflor i $N5^{\circ}V$.

29. Vid stranden 300 m SV om Köpmanudden på Björkö (0i): Räckflor i $N10^{\circ}V$ på läsidefasett. Stötsida med yngre räckflor i $N10^{\circ}O$.

Jättegrytor och fridlyst geologiskt naturminne

Utpräglade jättegrytor (jfr fig. 11) har markerats på kartan. Några av lokalerna må särskilt anges:

1. Brant sluttning mot sjön Magelungen, ca 100 m N om gården Djupån (3g): sju jättegrytor inom ett litet område (ca 30 m långt). En av dessa är ca 3 m i diameter, de övriga 0.5—1 m i diameter.

2. 400 m $N10^{\circ}V$ om punkt 82.2 Ältaberg (4h), en i V—O utsträckt bergsida: fem i det närmaste cirkelrunda jättegrytor inom en yta av ca 3×6 m. Den största av dessa är 1.2 m i diameter (djup ej uppmätt). Två andra är vardera 0.7 m i diameter samt minst 1 m respektive 1.5 m djupa. De två övriga, vilka tangerar varandra, är vardera 0.5 m i diameter samt 1.5 m respektive 0.3 m djupa.

3. 1 500 m ONO om Berga, villatomt, Torgvägen 7, Årsta havsbad (0h): åtta tätt liggande jättegrytor.

4. 300 m VSV om Sjövik (1i), Gålö (ca 15 m V om landsvägen, ca 50 m S om vägkorset): sju tätt liggande jättegrytor. Den största är ca 1 m i diameter och minst 1.5 m djup.

Inom kartområdet finns för närvarande endast ett fridlyst geologiskt naturminne: ett flyttblock beläget vid sjön Trehörningens strand ca 100 m SV om sjöns nordöstra spets (nr 148 i Länsstyrelsens register över naturreservat och naturminnen; dito i Riksregistret, Statens Naturvårdsverk).

Bergartsbestämningarna är gjorda av G. Stålhös.
 Varje räkning omfattar ca 100 stenar (undantag 7 b, 80 block).
 Tabellen anger procenttal för de olika bergarterna.

Nummer	Lokal Siffra och bokstav inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Stenstorlek i cm
1	800 m SSV om Ältasjöns sydspets (4 g)	M	5—15
2	800 m ONO om Tyresö kyrka (4 i)	M	5—15
3	200 m V om Balingsnäs, SV om sjön Trehörningen (3 f)	M	5—15
4	300 m NO om Gräsvreten, 2.5 km SV om Drevviken stn (3 g)	M	5—15
5	50 m V om Björklund, 0.7 km SSO om Orlångens sydspets (2 f)	M	5—15
6	450 m S om Morarna, N om Långgarnsfjärden (0i)	M	5—10
7a	900 m NO om Västerhanninge stn (1 g), åsmantel	I	5—15
7b	— » — , åskärna	I	30—50
8	1 000 m N om Handen stn (2 g), åsmantel	I	5—10
9	1 700 m ONO om Söderby, Vändelsömalmén (2 h), åsmantel	I	5—10
10	300 m SO om triangelpunkten Ältaberg (4 h), 1—2 m u.y.	I	10—15
11	1 900 m S om Tungelsta stn (0f), 1—2 m u.y.	I	5—10
12	650 m NO om Sandemar, V om Dalarö (1 j)	I	5—15
13	600 m S 10° O om Kattvik, ca 3 km N om Dalarö (2j) Lagerföljd 800 m NO Västerhanninge stn (se s. 65):	I	5—15
14	Undre isälvsgrus, ca 1 m under moränlagret	I	3—10
15	Moränlagrets undre hälft	M	3—10
16	Moränlagrets övre hälft	M	3—10
17	Övre isälvsgrus, ca 1 m över moränlagret	I	3—10

Anmärkning: Stenmaterialet vid lokalerna 1, 7, 8, 9 och 10 har särskilt undersökts i avseende på halten av röd till rödlätt, medelkornig till småporfyrisk yngre granit. Ungefärliga procenttal för halten av denna granittyp i stenmaterialet anges inom parentes i kolumn för yngre granit. Vid lokal 1 avses den ungefärliga maximala halten, vid lokalerna 7—10 avses den ungefärliga minimala halten.

räkningar

Tabellens jordartsbeteckningar

M = Morän eller svallgrus från morän

I = Isälvsavlagring

Leptit—Leptitgnejs	Sedimentgnejs	Grönsten	Gnejsgranit		Yngre granit	Pegmatit	Diabas	Kvartsit
			basisk och intermediär	sur				
—	51	2	27	—	14 (5)	6	—	—
—	56	4	28	—	—	12	—	—
—	64	6	12	—	14	4	—	—
—	75	7	2	2	14	—	—	—
—	63	11	14	—	8	4	—	—
—	50	8	22	2	4	14	—	—
3	25	3	31	3	30 (15)	3	1	—
—	6	6	50	6	31 (10)	—	—	—
—	21	1	25	5	41 (20)	7	—	—
2	21	5	29	—	37 (25)	6	—	—
8	21	—	14	8	44 (25)	5	—	—
—	78	—	8	—	12	2	—	—
6	20	—	50	18	2	4	—	—
3	18	3	37	26	9	3	—	—
2	60	1	3	—	26	5	—	2
—	68	3	3	—	12	13	—	1
—	96	—	2	—	—	—	—	—
6	42	6	10	1	31	4	—	—

Kornstorleks-

Analyserna är utförda vid Sveriges geologiska undersöknings jordartslaboratorium enligt följande metod: Sikning genom kvadratiska maskor med fri maskvidd lika med angivna fraktionsgränser (fraktionerna grovgrus—grovmå) samt slamning enligt hydrometernmetoden efter ultraljudsdispatering (fraktionerna finmo—ler). Analysnummer refererar till laboratoriets kortregister.

Prov-nummer	Ana-lysn-nummer	Lokal Siffror och bokstaver inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under markytan i m
1	6649	150 m SV Åvaåns mynning (2 j)	Sandig-moig morän	1.8
2	5658	350 m V Ågestagården (3 g)	— » —	1.0
3	5655	550 m V Hagvreten (3 g)	— » —	0.5
4	6635	500 m V Västerhaninge stn (1 g)	— » —	0.5
5	6642	1 100 m SO Västerhaninge k:a (1 g)	— » —	0.5
6	5665	2 200 m VSV Magelungens N-spets (4f)	— » —	0.5
7	5661	1 800 m SO Magelungens N-spets (4f)	— » —	0.4
8	6626	400 m O Grändalsjöns SO-spets (3 i)	— » —	1.0
9	6623	1 000 m V Örlångens S-spets (2 f)	— » —	1.0
10	6636	600 m NNV Norrängen (2 j)	— » —	2.0
11	5660	200 m SV Hammardal (3 f)	(Sandig-)moig morän	0.5
12	6518	1 000 m SO Petterboda (4 h)	Moig morän	1.5
13	5654	250 m ONO Norrstugan (3 f)	Grusig—sandig morän	0.6
14	6630	50 m N Kärrsjöns O-spets (2 f)	Morän	1.5
15	6638	600 m NV Sandemar (1 j)	Glacial grovmå	1.0
16	7804	400 m V Västerhaninge stn (1 g)	» finmo	1.0
17	8096	100 m V Sandemar (1 j)	» mjåla-finmo	0.5
18	6514	700 m OSO Kaninholmen (3 h)	Glacialt finmoskikt	1.0
19	5662	800 m SSO Magelungens N-spets (4f)	Se anmärkingar	1.0
20	6627	2 800 m S Tyresö k:a (4 i)	— » —	0.3
21	6632	600 m V Småhamra (2 h)	— » —	0.5
22	6519	1 000 m SO Tyresta (2 h)	— » —	0.4
23	6648	400 m O Norrby torp (2 i)	— » —	0.7
24	6524	950 m S Tjårsta (1 h)	— » —	3.5
25	6646	250 m SV Vadet (0f)	— » —	1.0

analyser

Fraktionsindelning

Grovgrus = 20—6 mm

Fingrus = 6—2 mm

Grovsand = 2—0.6 mm

Mellansand = 0.6—0.2 mm

Grovmö = 0.2—0.06 mm

Finmö = 0.06—0.02 mm

Grovmjåla = 0.02—0.006 mm

Finmjåla = 0.006—0.002 mm

Ler = < 0.002 mm

Viktprocent									Anmärkningar	
Grov-grus	Fin-grus	Grov-sand	Mel-lan sand	Grov-mö	Fin-mö	Grov-mjåla	Fin-mjåla	Ler		
9.5	12.0	15.0	18.0	18.0	13.5	7.0	2.0	5.0	Presstruktur Mycket hårt packad, presstruktur — » —	
14.5	11.5	15.5	18.0	18.0	9.5	5.5	1.5	6.0		
16.5	12.0	11.0	13.5	18.5	12.5	8.0	2.0	6.0		
17.5	12.5	17.5	19.0	18.5	10.5	3.0	0.5	1.0		
17.5	11.5	15.0	16.0	15.5	13.5	5.5	1.5	4.0		
18.0	14.0	16.5	16.5	18.5	8.5	2.5	0.5	5.0		
11.5	9.0	10.5	15.0	26.5	14.5	5.0	2.5	5.5	Grovmödominans. Presstruktur — » —. Löst lagrad — » —. Presstruktur — » —	
15.5	12.5	11.5	14.5	24.5	16.0	3.0	1.0	1.5		
9.5	13.0	17.0	14.5	24.0	16.0	3.5	1.0	1.5		
10.0	13.0	13.5	15.5	25.5	15.5	4.5	1.0	1.5		
14.5	11.5	8.5	11.0	25.0	19.5	5.5	0.5	4.0	Övergångstyp Låläge CaCO ₃ Låläge. Hög stenhalt	
4.5	4.0	5.0	12.0	25.0	27.5	14.5	3.5	4.0		
28.5	18.5	14.0	9.5	10.0	9.5	4.5	1.0	4.5		
28.5	15.0	10.0	12.0	23.5	9.0	1.0	0.5	0.5		
—	—	—	6.0	79.5	14.5	—	—	—	Lerskikt saknas — » — — » —	
—	—	—	—	18.0	49.5	20.5	3.5	8.5		
—	—	—	2.5	12.0	28.5	33.0	10.0	14.0		
—	—	—	—	7.5	44.5	31.0	5.0	12.0	0 % S. k. sommar-skikt i nedanstående grupp I	
—	—	3.5	6.0	12.0	15.0	20.0	13.0	30.5	0 %	Nr 19—25: glaciala fin-korniga sediment med finmö- och mjålskikt dominerande över lerskikt. (Grupp I)
—	—	—	—	—	26.5	32.5	11.0	30.0	0 %	
—	—	—	—	16.5	38.5	6.5	4.0	34.5	0 %	
—	1.0	2.5	1.0	13.5	14.0	29.5	13.5	25.0	0 %	
—	—	—	—	2.0	10.0	38.5	18.5	31.5	0 %	
—	—	—	—	—	17.0	36.0	15.0	32.0	5.0 %	
—	—	—	—	—	29.0	35.5	13.5	22.0	0 %	

Prov-nummer	Ana-lysn-nummer	Lokal Siffra och bokstav inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under markytan i m
26	6516	150 m NO Stensö (4 h)	Se anmärkningar	0.3
27	6517	100 m VNV Krusboda (4 h)	— » —	1.5
28	6628	100 m S Sundby (3 f)	— » —	0.4
29	5659	900 m NO Ågesta (3 f)	— » —	0.6
30	6511	700 m S Drevviken hpl (3 g)	— » —	1.0
31	6512	— » —	— » —	2.0
32	6622	500 m VSV Forsen (3 h)	— » —	0.5
33	6624	600 m ONO Ådalen (2 f)	— » —	1.0
34	6633	500 m SSV Skutan (2 h)	— » —	1.0
35	6522	350 m O Högsta (2 h)	— » —	0.6
36	6643	300 m NO Stegsholm (1 i)	— » —	0.4
37	5666	2 200 m NV Balingsholm (3 f)	Glacial lera	0.7
38	5656	650 m SSO Ågesta (3 f)	— » —	0.5
39	6515	600 m N Vändelsöborg (3 h)	— » —	1.0
40	6520	2 500 m SSV Tyresö k:a (4 i)	— » —	1.0
41	6637	600 m NNV Norrängen (2 j)	— » —	0.5
42	6525	700 m N Nedersta hpl (1 f)	— » —	0.5
43	6650	1 000 m ONO Bruket (0 j)	— » —	1.0
44	6647	700 m OSO Tornberga (1 f)	Svallgrus	0.5
45	6521	100 m N Norrgården (3 j)	Svallsand	0.5
46	8801	700 m N Västerhaninge stn (1 g)	Grovmo	0.5
47	8797	700 m ONO Nedersta hpl (1 g)	Finmo	0.5
48	8689	900 m SO Handens kapell (2 g)	Flygsand	0.5
49	5657	650 m SSO Ågesta (3 f)	Postglacial finlera	0.5
50	6629	1 200 m SV Sundby (3 f)	— » —	0.5
51	6513	700 m SV Drevviken hpl (3 g)	— » —	0.7
52	6634	750 m OSO Söderby (2 g)	— » —	0.4
53	6525	600 m VSV Väsby (2 i)	— » —	0.5
54	6523	1 000 m O Sanda (1 h)	— » —	0.5
55	8800	250 m VSV Nedersta hpl (1 g)	Postglacial grovlera	0.4
56	6645	400 m NV Fällbrunna (0 f)	Gyttjelera	0.6
57	6625	500 m NO Gräsvreten (3 g)	Svåmsediment	0.5

Viktprocent									Anmärkningar	
Grov-grus	Fin-grus	Grov-sand	Mel-lan-sand	Grov-mo	Fin-mo	Grov-mjåla	Fin-mjåla	Ler		
—	—	—	—	3.0	18.0	25.0	12.5	41.5	0 %	Nr 26—36: glaciala fin-korniga sediment med omväxlande lerskikt och huvudsakligen mjåliga skikt. De senares sammanlagda mäktighet är ofta ungefår lika stor som de föråras. (Grupp II)
—	—	—	—	3.5	11.5	15.5	13.5	56.0	8 %	
—	—	—	—	—	8.0	19.0	20.0	53.0	0 %	
—	—	—	—	—	6.0	27.0	18.5	48.5	0.5 %	
—	—	—	—	—	9.0	28.0	17.0	46.0		
—	—	—	—	—	13.0	34.0	16.5	36.5		
—	—	—	—	—	16.0	25.0	17.5	41.5	0 %	
—	—	—	—	—	8.0	29.0	24.0	39.0	8.5 %	
—	—	—	—	—	9.5	28.0	22.5	40.0	5.5 %	
—	—	—	—	—	5.0	27.0	23.5	44.5	8.5 %	
—	—	—	—	—	5.5	22.0	21.0	51.5	7.0 %	
—	—	—	—	—	2.5	14.0	13.5	70.0	10 %	Nr 37—43: glacial lera med lerskikt nånstån helt dominerande. (Grupp III)
—	—	—	1.0	4.0	8.5	16.0	10.5	60.0	0 %	
—	—	—	—	—	1.0	8.5	14.5	76.0	10.5 %	
—	—	3.0	1.0	—	2.0	12.0	14.0	68.0	9.5 %	
—	—	—	—	—	8.0	6.0	14.0	72.0	0 %	
—	—	—	—	—	8.0	6.0	13.0	73.0	0 %	
—	—	—	—	1.5	6.5	4.0	6.0	82.0	2.0 %	
34.5	19.0	20.0	19.5	4.0	1.5	1.0	0.5	—→	} Postglaciala svallsediment Jfr nr 38	
6.5	12.5	16.5	41.0	12.5	5.0	2.5	3.5	—→		
—	—	0.5	3.0	74.5	17.0	2.0	0	3		
—	—	0.5	1.0	29.5	36.5	15.5	5.0	12.0		
—	—	5.5	70.0	23.5	1	—→	—→	—→		
—	—	—	—	—	5.5	15.5	11.0	68.0		
—	—	—	—	—	8.0	8.0	14.0	70.0		
—	—	—	—	9.0	14.5	13.0	10.0	53.5		
—	—	—	—	3.0	19.0	13.0	9.0	56.0		
—	—	—	—	3.5	16.5	11.0	7.5	61.5		
—	—	—	—	—	13.0	17.0	14.5	55.5		
—	—	0.5	2.0	39.0	21.0	5.0	4.0	28.5		
—	—	—	—	—	11.0	16.5	22.0	50.5		
—	—	—	2.0	20.0	23.5	17.5	11.0	26.0		

riksantikvarieämbetet redovisas detta arbete i ett fornlämningsregister, som dock inte finns i tryck.

Fornminnesinventeringen av det område, som kartbladet Stockholm SO omfattar, utfördes under åren 1950—1951 av antikvarierna F. Hallberg, G. Ekelund, C. Varenius och G. Winberg. Inom detta område redovisar ekonomiska kartan och fornlämningsregistret 521 platser med tillsammans 7 056 fornlämningar. Av det förtecknade beståndet har på geologiska och topografiska kartorna medtagits 68 lokaler med tillsammans 3 050 fornlämningar. Urvalet omfattar huvudsakligen de i terrängen väl synliga, märkligare fornlämningarna.

DALARÖ SOCKEN

- 1—2. Gravfält, 100 fornlämningar. VSV om Vinåker.
- 4. Gravfält, 30 fornlämningar. O—OSO om Vinåker.

HUDDINGE SOCKEN

- 51. Gravfält, 10 fornlämningar. 200 m SV om Gladövik.
- 67. Fornborg. På Skansberget och 800 m NNO om Skrovensborg.

NACKA STAD

- 9. Hög och stensättning. 1 100 m V om Erstavik.

STOCKHOLM STAD, BRÄNNKYRKA FÖRSAMLING

- 101. Gravfält, 25 fornlämningar. 400 m O om Stora Sköndal.
- 119. Runsten. 100 m O om Farsta gård.

TYRESÖ SOCKEN

- 9. Röse. 400 m VSV om Alby.
- 10. Gravfält, 65 fornlämningar, 250 m NV om Alby.
- 29. Gravfält, 75 fornlämningar. På Fornudden i Drevviken.
- 105. 4 högar. 650 m NV om Bokmaren.
- 106. Fornborg (Stensjöborg). NV om Stensjön.
- 107. Gravfält, 90 fornlämningar. 300 m SO om Ullbergstorp.
- 113. Fornborg. 100 m O om Karlberg och 100 m S Tyresö-Flaten.

VÄSTERHANINGE SOCKEN

- 7. Runsten. 150 m SV om huvudbyggnaden på Stav.
- 24. Gravfält, 100 fornlämningar. 200 m S om Ekeby.

26. Gravfält, 100 fornlämningar. 300 m NV om Utlida.
 61. Gravfält, 20 fornlämningar. 200 m NNV om Välsta.
 78d. Gravfält, 150 fornlämningar. 150 m V om Vreta.
 85. Gravfält, 25 fornlämningar. 550 m NNV om Tungelsta.
 87. Runsten. 120 m NV om Skogs-Ekeby.
 205. Runsten. 150 m N om Ribby.
 222. Fornborg. 250 m N—NNO om Sågen.
 232. Stensättning. 150 m VNV om Skarplöt.
 241. Gravfält, 6 fornlämningar. 400 m V om Ribbyberg.
 250. Röse. 600 m NV om Granhammar.
 255. 3 högar och stensättning. 300 m NV om Ribbylund.
 259. Runsten. 300 m VSV om Fors herrgård.
 260. Hög och 2 treuddar. 100 m N om Fors herrgård.
 265. Stensättning. 400 m N om Granhammar.
 298. Röse. 400 m N—NNV om Ormsta.
 324. Gravfält, 125 fornlämningar. 250 m NNV om Näringsberg.
 325. Röse. 100 m SO om Näset.
 409. Röse och stensättning. 500 m NV om Alvastorp.
 410. Gravfält, 5 fornlämningar. 350 m NO om Alvastorp.
 413. Gravfält och runsten, 40 fornlämningar. 550 m NNO—NO om Alvas-
 torp.
 448. Gravfält, 70 fornlämningar. 400 m NV om Vidså.

ÖSTERHANINGE SOCKEN

4. Gravfält, 15 fornlämningar. 100 m N om Frönäs.
 6. Gravfält, 70 fornlämningar. 300 m NNO om Väsby.
 25. 2 stensättningar. 600 m NO om Stenkulla.
 35. Gravfält, 80 fornlämningar. 500 m S om Årsta.
 36. Runsten. 150 m SV om Årsta.
 117. Runsten. 450 m N om Söderby.
 118. Gravfält, 100 fornlämningar. 300 m NO om Söderby.
 136/140. Gravfält och runristning, 9 fornlämningar. 200 m V—VNV om Tyresta.
 155. Gravfält, 35 fornlämningar. 200 m V om Snörom.
 170. Fornborg. På Kikarberg.
 182. Gravfält, 800 fornlämningar. 1 000 m S om Jordbro hpl och N och
 NO om Björklund.
 209. Gravfält, 70 fornlämningar. 550 m NV om Vallsta och ONO om
 Lönnåker.
 301. Runsten. 1 m Ö om magasinsbyggnad på Söderby.
 318. Fornborg. På bergshöjd V om Öv. Rudasjön och 250 m VSV om Han-
 dens jvstn.
 348. Runsten. 100 m S—SSV om Högsta.
 351. Gravfält, 25 fornlämningar. 100 m S—SSV om Kullen.
 361. Gravfält, 20 fornlämningar. 750 m V om Småhamra och 200 m V
 om Nedre Hammarby.

- 370—373. Gravfält, 82 fornlämningar. 100 m S om Småhamra.
 402. Runsten. SO om Sanda herrgård.
 407. Gravfält, 150 fornlämningar. 100 m V om Hässlingby.
 413. Högar, treudd, skepssättning. 900 m NV om Sanda herrgård.
 434. Gravfält, 30 fornlämningar. 500 m VSV om Tjursta.
 435. Runsten, 500 m ONO om Sanda herrgård.
 441. Gravfält, 40 fornlämningar. 250 m VSV om Tjursta.
 454. Gravfält, 80 fornlämningar. 250 m S—SSO om Hässlingby.
 473. Runsten. 200 m SO om Beatelund.
 476. Gravfält, 80 fornlämningar. 300 m NV om Beatelund.
 477. Runsten. 100 m SV om Beatelund.
 483. Gravfält, 80 fornlämningar. 600 m NV om Årsta.
 484. 2 rösen. 600 m SSV om Solberga.
 491—492. Gravfält, 200 fornlämningar. 100 m VSV om Husby.

Litteratur

Förutom i texten citerad litteratur upptages nedan även en del andra arbeten, som har anknytning till kartområdets kvartära geologi.

Äldre geologiska kartblad, som berör kartområdet, har omnämnts i förordet på s. 3.

I texten lämnas vissa uppgifter erhållna i kommunala arkiv för grundundersökningar varvid kommunnamnet anges inom parentes.

GFF = Geol. Fören. i Stockholm Förhandl.

SGU = Sveriges Geologiska Undersökning

ARRHENIUS, GUSTAF, 1947: Den glaciala lerans varvighet. — SGU, C 486.

DE GEER, GERARD, 1932: Stockholmstraktens kvartärgeologi. — SGU, Ba 12.

— 1940: Geochronologia Suecia Principes. — K. Sv. Vet. Akad. Handl., 3:e ser., Bd 18, nr 6.

ERIKSSON, K. GÖSTA, 1960: Studier över Stockholmsåsen vid Halmsjön. — GFF 82.

FLORIN, STEN, 1948: Kustförskjutningen och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. II. — GFF 70.

GRANLUND, ERIK, 1928: Landhöjningen i Stockholmstrakten efter människans invandring. — GFF 50.

— 1930: De geografiska betingelserna för Stockholms uppkomst. — Ymer 52.

— 1932: De svenska högmossarnas geologi, deras bildningsbetingelser, utvecklingshistoria och utbredning jämte sambandet mellan högmossbildning och försumpning. — SGU, C 373.

LUNDQVIST, G., 1930: Drag ur Stockholmstraktens hydrografi. — Ymer 50.

— 1961: Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. — SGU, Ba 18.

MÖLLER, HANS, 1960: Moränavlagringar med linser av sorterat material i Stockholmstrakten. — GFF 82.

— 1964: »Kvartära bildningar» i Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NO. — SGU, Ae 1.

- 1965: »Kvartära bildningar» i Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm NV. — SGU, Ae 2.
- 1969: »Kvartära bildningar» i Beskrivning till geologiska kartbladet Stockholm SV. — SGU, Ae 4.
- NILSSON, ERIK, 1962: Haningebygdens geologiska utveckling och äldsta bebyggelse. — Haningebygden 7.
- 1968: Södra Sveriges senkvartära historia. — K. Sv. Vet. Akad. Handl., 4:e ser., Bd 12, nr 1.
- PALMGREN, L., 1874: Beskrifning till kartbladet Årsta. — SGU, Aa 50.
- SERNANDER, RUTGER, 1926: Stockholms natur. — Uppsala.
- SERNANDER, R., GRANLUND, E., GUSTAWSSON, K. A. och SELLING, G., 1935: Stockholmstraktens natur- och kulturminnen. — Stockholm.
- ÅSE, LARS-ERIK, 1964: Nivåförändringen i östra Svealand och Åland beräknad med utgångspunkt från äldre kartmaterial. — Ymer 84.

KARTBLAD MED BESKRIVNING PRISKLASS F

Distribueras genom

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FACK, VÄLLINGBY 1

Stockholm 1969

Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner