

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 149

ULF SIVHED OCH HUGO WIKMAN

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN

HELSINGBORG SV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
HELSINGBORG SV



UPPSALA 1986

För information om jordarter och grundvatten hänvisas till jordartskartor (SGU serie Ae) samt hydrogeologiska kartor (SGU serierna Ag och Ah).

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
Box 670
751 28 UPPSALA
Telefon 018-17 90 00

eller

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
Kiliansgatan 10
223 50 LUND
Telefon 046-14 01 05

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af· Nr 149

ULF SIVHED OCH HUGO WIKMAN

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
HELSINGBORG SV**

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
HELSINGBORG SV

UPPSALA 1986

ISBN 91-7158-391-2
ISSN 0586-1543

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning
Lantmäteriverket 1986-09-30

DAVIDSONS TRYCKERI AB, VÄXJÖ 1986

INNEHÅLL

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN HELSINGBORG SV	5
Inledning. Av Ulf Sivhed och Hugo Wikman	5
Den prekambriiska berggrunden och de permo-karboniska diabaserna. Av Hugo Wikman	9
Inledning	9
Beskrivning av berggrunden	10
Gnejs av okänt ursprung	10
Amfibolit	12
Granit, gnejsig	13
Permo-karboniska diabaser	15
Den paleozoiska berggrunden. Av Ulf Sivhed	18
Tidigare undersökningar	18
Allmän översikt	18
Kambrium och ordovicium	20
Silur	20
Den mesozoiska och kenozoiska berggrunden. Av Ulf Sivhed	24
Tidigare undersökningar	24
Allmän översikt	25
Trias-jura	29
Kågerödsformationen	29
Höganäsformationen	34
Vallåkraledet	36
Bjuvsledet	40
Helsingborgsledet	51
Ryaformationen	57
Döshultsledet	60
Pankarpsledet	67
Katslösaletet	71
Rydebäcksledet	71
Fuglundalager	74
Glassand	74
Annerofformationen	75
Fortunamärgel	75
Fyledalslera	77
Nytorpssanden	77
Vitabäckslerorna	78
Krita	79
Underkrita	81
Campan	81
Maastricht	83
Tertiär	84
Seismiska undersökningar. Av Ulf Sivhed	85
Tektonik. Av Ulf Sivhed	90
Paleozoisk tektonik	90
Mesozoisk tektonik	92
Historisk återblick över bergarternas praktiska användning. Av Ulf Sivhed	94
Berggrundens överyta	99
Summary	100
Litteratur	105

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN HELSINGBORG SV

AV
ULF SIVHED OCH HUGO WIKMAN

Inledning

Kartområdet Helsingborg SV består till 3/4 av landområde (inkl. Ven). Landområdet gränsar till Öresund som utgör resterande 1/4 av kartområdet. Berggrunden är till större delen jordtäckt. Den är emellertid ganska väl blottad i ett område som sträcker sig från trakten kring Sireköpinge (0e), längs Råån (1c, 1d.), genom Vallåkra–Kvistofta–Katslösa–Helsingborg (2b, 3c) och vidare längs kusten norr om Helsingborg (4a). Detta område följer i princip den norra delen av en markant störningszon (FFZ på berggrundskartan). Söder om en linje som sträcker sig mellan Tågarp (0e) och Rydebäck (1c) finns inga berggrundsblottningar. Jorddjupet varierar mellan 10 och 60 m på fastlandet. På Ven har jorddjup varierande mellan 80 och 102 m uppmätts. I området norr och öster om ovan nämnda störningszon är jorddjupet relativt ringa. Det varierar mellan några och 30 m. De större jorddjupen har uppmätts i nordväst, sydväst om urbergsområdet vid Söderåsen.

Inom Söderåsens urbergsområde är blottningsgraden relativt hög nära förkastningsbranten norr om Vrams-Gunnarstorp. Längre in på åsen avtar frekvensen och det blir glest mellan hållarna.

Kartområdet domineras av mesozoiska sedimentära bergarter. I den sydöstligaste delen bildar paleozoiska bergarter ytberggrund. De senare är genomslagna av diabasgångar av permo-karbonisk ålder. Diabasgångarna, som har en nordväst–sydostlig riktning, slår också igenom den kristalina berggrunden på Söderåsen i nordöstra delen av kartområdet.

I och söder om den ovan nämnda störningszonen samt omedelbart i närheten av Söderåsen vilar de mesozoiska sedimentbergarterna direkt på urberget och i övriga delar på paleozoiska lager som överlagrar urberget. De paleozoiska bergarterna (kvartsitisk sandsten och skiffer) mäter upp till 900 m, de mesozoiska (sandstenar, lerstenar, kalkstenar m.m.) ca 1 900 m och de kenozoiska (kalkstenar) ca 100 m i tjocklek.

Kartområdet Helsingborg SV överlappas av de äldre geologiska bladen Aa 74 Helsingborg (Erdmann 1881) och Aa 76 Engelholm (A. Lindström

1880). Kartområdet överensstämmer med det för jordartskartan Ae 16 (Adriellsson et al. 1981) och hydrogeologiska kartan Ag 14 (Gustafsson 1986).

Underlaget till berggrundskartan Helsingborg SV utgörs av topografiska kartan 3C Helsingborg SV i "Topografiska kartan över Sverige", slutrekognoscerad 1971. I samband med den geologiska karteringen har en begränsad revision av det topografiska underlaget företagits, främst avseende vägsträckningar. Dessutom har en del gårdsnamn etc. utelämnats för att göra den geologiska kartbilden mera lättläst.

Berggrundskartan Helsingborg SV (Af 149) i skala 1:50 000 omfattar egentligen två kartor, nämligen en berggrundskarta och en tektonisk karta. Den förstnämnda ger en mer eller mindre schematisk bild av berggrundens uppbyggnad, medan den tektoniska kartan redovisar strukturer samt sprickor (tolkade av Leif Carsrud) i urberget. Den prekambrika berggrunden och de permo-karboniska diabasgångarna har karterats av Hugo Wikman och de övriga bergarterna av Ulf Sivhed. Berggrundskarteringen i kartområdets sydvästra del utfördes på senare delen av 1960-talet av Erik Norling. Dessa undersökningar, varvid kärnbörningar vid Rydebäck och Fortuna utfördes, resulterade bl.a. i arbetena av Norling 1970 och 1972. Bidrag har också lämnats av Agnes Rodhe, Leif Carsrud, Britta Lundblad, Dorothy Guy-Ohlson och Yvonne Arremo (de tre senare på Naturhistoriska Riksmuseets paleobotaniska avdelning), Mikael Erlström och Brian Holland. För renritning av textfigurer och planscher svarar Margery Fort och Christina Brattsand.

Karta och beskrivning, allmänt

Vid det geologiska rekognosceringsarbetet har följande kartor använts: topografiska kartan Helsingborg SV (1:50 000), ekonomiska kartan (1:10 000) samt flygbilder (1:30 000). De sistnämnda har i huvudsak utnyttjats vid den flygbildstolkning som ligger till grund för den tektoniska kartans sprickbild i urbergsområdet. När det gäller urberget bygger den kartbild som presenterats i berggrundskartan till stor del på direkt fältobservation av den blottade berggrunden (hällobervation). Kartbilden i de områden där berggrunden utgörs av sedimentär berggrund baseras främst på information från borrningar. Data från brunnsbörningar finns lagrade i SGU:s brunnsarkiv i Lund. Alla tillgängliga data (borrdata och data från geofysiska mätningar) rörande geologin i området som finns

lagrade hos Höganäs AB har ställts till förfogande genom Arne Gustafsson, Kjell Ekdahl och Eber Nyman. Vidare har geofysiska data, främst i form av seismiska undersökningar (OPAB, SGU), gravimetriska mätningar (SGU, Höganäs AB) och geoelektriska mätningar (Höganäs AB) använts. Flygmagnetiska kartan har använts för att lokalisera diabasgångar.

Hällmarkeringarna har övertagits från jordartskartan Ae 16 Helsingborg SV. På någon enstaka plats har denna kartbild kompletterats med nya hålluppgifter. Det bör påpekas att hällmarkeringen på kartan inte överensstämmer helt med verkligheten. Detta beror på att många blottningar är så små att de inte går att återge i den aktuella kartskalan.

Den geologiska kartbilden avser att i möjligaste mån återge berggrundens uppbyggnad så korrekt som möjligt. Generaliseringar är dock nödvändiga. Bergarternas genes (bildning) ligger till grund för indelning av berggrunden (urberget) och beteckningar av de olika enheterna följer det standardiserade schema som använts inom SGU vid kartering i södra och mellersta Sverige. Vad beträffar klassificering av den sedimentära berggrunden har hänsyn tagits till fossilinnehåll, läge i lagerföljden och bergarternas sammansättning. Vissa nya beteckningar har införts, i övrigt följer indelningen den som använts i berggrundskartan Höganäs NO/Helsingborg NV (Wikman et al. 1981). Gränserna mellan olika bergarter markeras ofta med heldragna linjer, men glidande övergångar inom exempelvis gnejsområdet (med samma grundfärg) konturläggs ibland inte, utan överbeteckningarna får utvisa den ungefärliga gränsen.

Överbeteckningar används också för att återge underordnade bergartsenheter och inneslutningar i urberget, vilka inte kan konturläggas på grund av att de är för små.

På grund av bristfällig information måste gränsdragningen mellan urberget och sedimentberggrunden vid Söderåsen tas med en viss reservation. Gränsen är här främst baserad på ändringar i topografin. Gränsdragningen mellan de olika bergartsenheterna av jura- och yngre kritålder i och i anslutning till förkastnings- och flexurzonen (FFZ) som löper genom kartområdets sydvästra del är schematiserad i den östra delen (0d, 0e, 1d, 1e).

Beskrivningen av berggrunden har utformats relativt enkel och förhoppningsvis lättfattlig. Bergarternas mineralogiska och kemiska sammansättning, metamorfos etc. liksom deras fossilinnehåll diskuteras således inte i detalj. Geologiska arbeten som berör urberget inom området

är fåtaliga. Från angränsande områden kan nämnas de nyligen utkomna berggrundskartorna Höganäs NO/Helsingborg NV (Wikman et al. 1981), Halmstad SV (Wikman & Bergström 1981) och Helsingborg NO (Wikman & Sivhed 1984). Urberget inom dessa områden har behandlats av ett flertal författare. De viktigaste arbetena är angivna på s. 9–10. Det bör också påpekas att detaljkännedomen är stor i vissa områden, exempelvis i de nordöstra, beroende på kol- och lerprospektering i dessa områden, medan den är mindre god i andra områden. Ett annat väldokumenterat område är havsområdet mellan Helsingborg och Helsingör där ett antal kärnbronningar och geofysiska mätningar har utförts. Syftet med dessa undersökningar var att utreda havsbottnens geotekniska egenskaper som skulle tjäna som underlag för ett eventuellt tunnel- eller brobygge.

I föreliggande beskrivning omnämns olika platser inom kartområdet. För att man skall kunna återfinna dessa på kartan har lokalangivelsen kompletterats med siffer- och bokstavskombinationer som hänför sig till ett koordinatsystem. Siffrorna och bokstäverna återfinns i kartans yttre ram och anger i vilket ekonomiskt kartblad respektive lokal är belägen. I kartans ram finns också fyrsiffriga koordinater (i km) för rikets nät (RN), vilket använts för noggrann lägesangivning i vissa fall. Genom direkt mätning på kartan har femsiffriga koordinater kunnat anges, vilket innebär en noggrannhet på 100 m när.

På berggrundskartan är de områden markerade där kol och lera har brutits. Kartan visar gruvområdenas ungefärliga utbredning. Vid behov av exakt information hänvisas till de detaljerade gruvkartor som finns på Höganäs AB:s arkiv i Bjuv.

Den prekambrisk berggrunden och de permo-karboniska diabaserna

AV

HUGO WIKMAN

Inledning

Följande beskrivning grundar sig i första hand på den information som erhållits vid fältundersökningen av inte bara områdets berggrund utan även angränsande kartområden där SGU bedrivit nykartering. Analyser av insamlade bergartsprover har också utförts. Eftersom de kristallina bergarterna upptar en så begränsad del av kartområdets berggrund kommer hänvisningar att göras till kartbladen Af 129, 133 och 148 med beskrivningar. I dessa finns även inledande kapitel om den metodik och bergartsindelning som tillämpas vid SGU:s berggrundskartering samt information om berggrundens omvandling (metamorfof) och strukturgeologi.

I samband med karteringsarbetet har tidigare arbeten studerats för att få en så fyllig bild av geologin som möjligt. Av regionala undersökningar som direkt berör kartområdets urberg är egentligen endast det gamla Aa-bladet nr 76 Engelholm (A. Lindström 1880) av större vikt. Går vi utanför kartgränsen och ser på urbergsgeologi i Skåne finns en hel del undersökningar gjorda som har anknytning till området ifråga.

Endast en del arbeten kommer här att redovisas och för ytterligare information hänvisas till de litteraturlistor som finns i nämnda uppsatser och till de i följande beskrivning angivna referenserna. Eftersom de skånska åsarnas tillkomstsätt och ålder tidigt intresserade geologerna finns en rad uppsatser som behandlar tektoniska problem i Skåne. Av de tidigare undersökningarna kan nämnas Nathorst (1887). Senare har bl.a. De Geer (1918), Brotzen (1938), Bubnoff (1943), Behrens (1953), Bölau (1959, 1972, 1973b), Andersen et al. (1975) samt Norling och Skoglund (1977) behandlat tektonik i Fennoskandias randzon. Av andra arbeten som berör urberget och de skånska NV-diabaserna kan nämnas uppsatser av Hummel (1872), Hennig 1898, 1899), Hadding (1916, 1922) och Hjelmqvist (1930, 1931, 1934, 1939, 1975). Paleomagnetiska undersökningar av NV-diabasernas ålder har utförts av Bylund (1973, 1974) och samma

bergarter har med hjälp av radiometriska metoder daterats av Klingspor (1976). Morfologiska studier har utförts av Behrens (1953) och av Lidmar-Bergström i ett flertal uppsatser, bl.a. 1982.

I SGU:s nya serie berggrundskartor i skala 1:50 000 är det i första hand Af 129 Höganäs NO/Helsingborg NV (Wikman et al.), Af 133 Halmstad SV (Wikman och Bergström) och Af 148 Helsingborg NO (Wikman och Sivhed), vars beskrivningar är under tryckning, som bör omnämnas. Kartområdet Helsingborg SO är under utarbetande (Wikman, Bergström och Sivhed). Även de nyligen utgivna Af 121 Kristianstad SO (Kornfält et al. 1978) och Af 127 Kristianstad NO (Wikman et al. 1983) behandlar delvis likartad berggrund som den inom Helsingborg SV.

En översiktlig berggrundskarta i skala 1:250 000 med enkel beskrivning som omfattar nästan hela Skåne utom den allra nordostligaste delen är också under utgivning – SGU Ba 40, provisoriska översiktliga berggrundskartan Malmö (Wikman och Bergström). I SGU:s serie rapporter och meddelanden finns ett par nyligen utkomna utredningar, nr 22 och 31 om malmer, industriella mineral och bergarter i Kristianstads och Malmöhus län (Bergström och Shaikh 1980, 1982).

Beskrivning av berggrunden

Gnejs av okänt ursprung

Kartområdets urberg ingår i den sydvästsvenska gnejsregionen som omfattar ett mycket vidsträckt område vilket framgår av fig. 1. Synonymt med sydvästsvenska gnejser användes tidigare ofta beteckningen järngnejser. För gnejserna i Skåne är dock beteckningen mindre lämplig eftersom halten av järnrika mineral och då framförallt magnetit är låg (jfr Wikman et al. 1983). Östra och alla nordligaste delen av kartområdets urberg utgörs av gnejser vars ursprung inte är helt klarlagt. Detta beror bl.a. på den intensiva omvandling under höga tryck och temperaturer som ursprungsbergarterna varit utsatta för. Vid karteringen i Skåne har den indelning efter ursprungsbergarter som SGU försöker tillämpa inte varit möjligt att genomföra, utan gnejserna har deskriptivt indelats efter utseende. Mera härom finns att läsa i de Af-blad som omtalades i inledningen.

Gnejserna förekommer i allmänhet som flackt liggande lager eller skikt. I en del fall är denna mer eller mindre horisontella struktur inte så

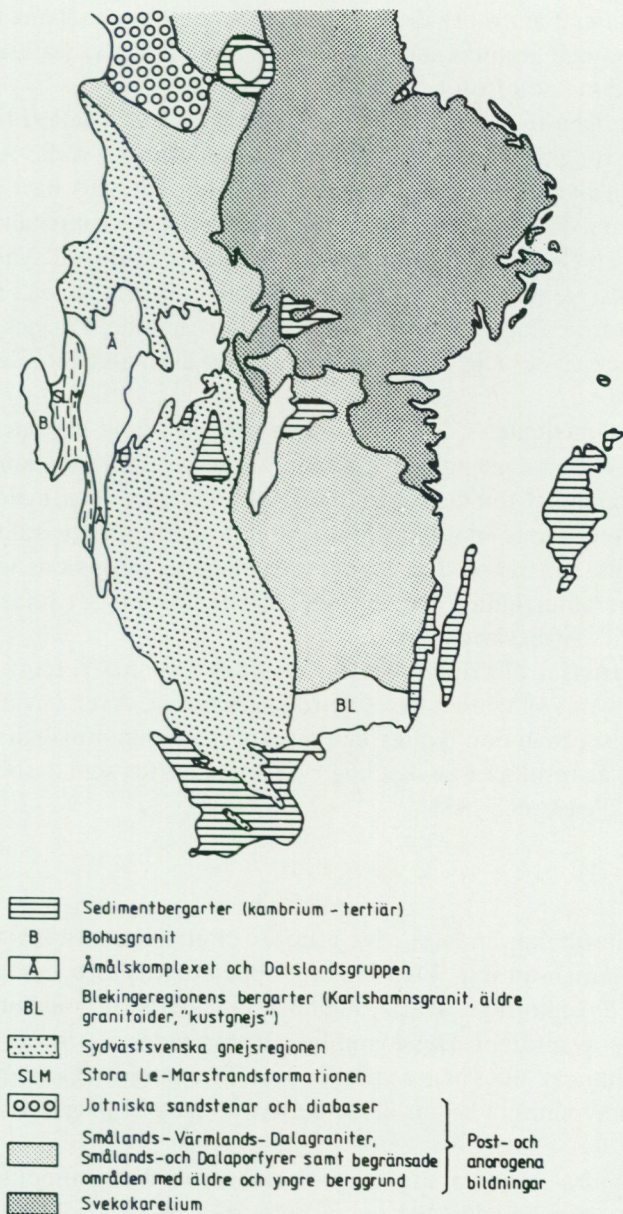


Fig. 1. Indelning i stora drag av södra Sveriges berggrund.

Outline of the bedrock of southern Sweden.

markant annat än i stora drag. I detalj kan gnejserna i sådana fall se mera homogena och granitliknande ut, vilket beror på omkristallisation i samband med metamorfosen.

De vanligen finkorniga gnejserna kan i stort sett indelas i två grupper, varav de rödgrå-grå typerna är vanligare än gråröda-röda. Ådring förekommer i båda grupperna, men är vanligast och syns bäst i de gråare varianterna. Ibland är ådringen mera diffus p.g.a. omkristallisation. Typiska företeelser i framförallt de grå gnejserna är de väl synliga, mörka små fläckarna av amfibol (hornblände) som uppträder både i moderbergart och ådror. Lager, klumpar eller sliror av amfibolit är också vanliga i samma gnejstyper (fig. 2), men förekommer även allmänt i de mera röda gnejserna.

Mineralinnehållet i de förstnämnda grå gnejserna domineras till omkring 70–80% av plagioklas, kalifältspat och kvarts i nu nämnd ordning, vartill kommer i första hand hornblände, glimmer- och malmmineral. I de rödare typerna minskar halten av mörka mineral och kalifältspat och kvarts tillsammans med något mindre mängder plagioklas utgör nästan hela mineralinnehållet. Detaljerade analyser av gnejser finns återgivna i de nämnda Af-beskrivningarna.

Gnejsernas i allmänhet mycket kraftiga genomarbetning och flacka struktur syns i allmänhet bäst i de röda gnejserna. Även i kvartsfältspatrika ådror ser man den tydliga och mycket markanta utmangling av kvartsen, som är resultatet av den högtrycksmetamorfos som drabbat området (jfr Af 129, 133 och 148).

Amfibolit

Amfiboliterna kan indelas i två grupper efter förekomstsätt och mineralogisk sammansättning. Den första gruppen utgörs av egentliga amfiboliter, som är finkorniga, svarta, ibland ådrade bergarter med omkring eller över 50% av amfibol. Dessa amfiboliter uppträder mestadels som smärre sliror, klumpar eller lager nästan överallt i gnejsberggrunden (fig. 2). Förutom av amfibol består dessa bergarter mest av plagioklas och malmmineral.

Den andra gruppen utgörs av metabasiter där amfibolinnehållet är betydligt lägre, medan halten av pyroxen kan vara ganska hög. Dessa metabasiter, av vilka det sannolikt finns flera generationer, är mycket homogena till sin utbildning och utgörs av yngre, basiska (SiO_2 -fattiga)

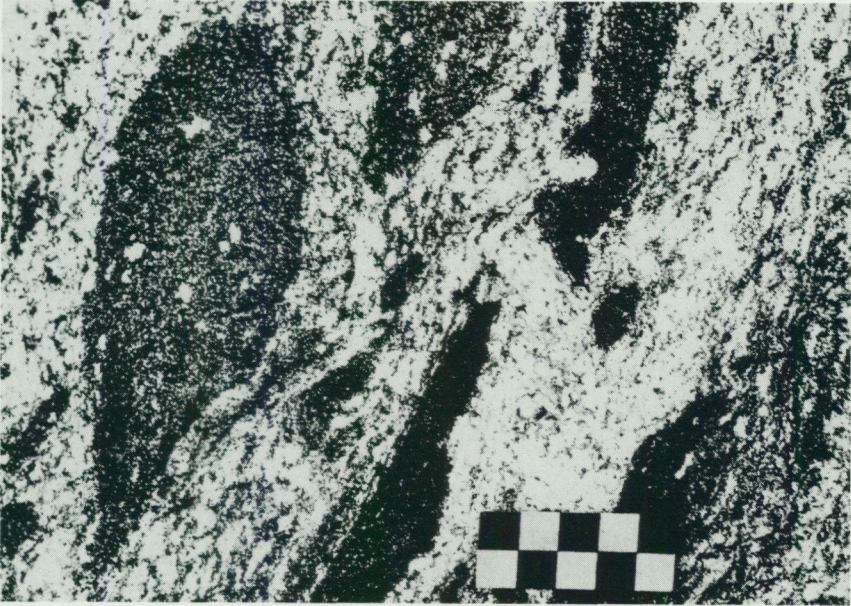


Fig. 2. Gnejs med sliror av amfibolit. 1.8 km NO om Vrams-Gunnarstorp (4e). Foto Hugo Wikman.

Gneiss with schlieren of amphibolite.

bergarter som gångformigt slår igenom gnejserna och de äldre amfiboliterna.

Mineralinnehållet i de flesta av den yngre gruppens metabasiter utgörs till ca 35–50% av plagioklas, 30% pyroxen och mellan 10 och 20% amfibol. Därtill kommer nästan alltid en viss mängd granat, glimmer- och malmmineral. Förekomsten av två pyroxener, samt plagioklasens anti-perititiska utformning med fläckar av kalifältspat tillhör de kriterier man brukar finna i bergarter som undergått granulitmetamorfose med ett tryck på 5–10 kb och temperatur mellan 700 och 900° C (Perkins och Newton 1981).

Granit, gnejsig

Tidigare har påpekats hur svårt det är att skilja ut olika bergartstyper ur den stora gnejsmassan. Den västligaste delen av kartområdet urberg skiljer sig emellertid klart från de övriga gnejserna. Här uppträder nämli-

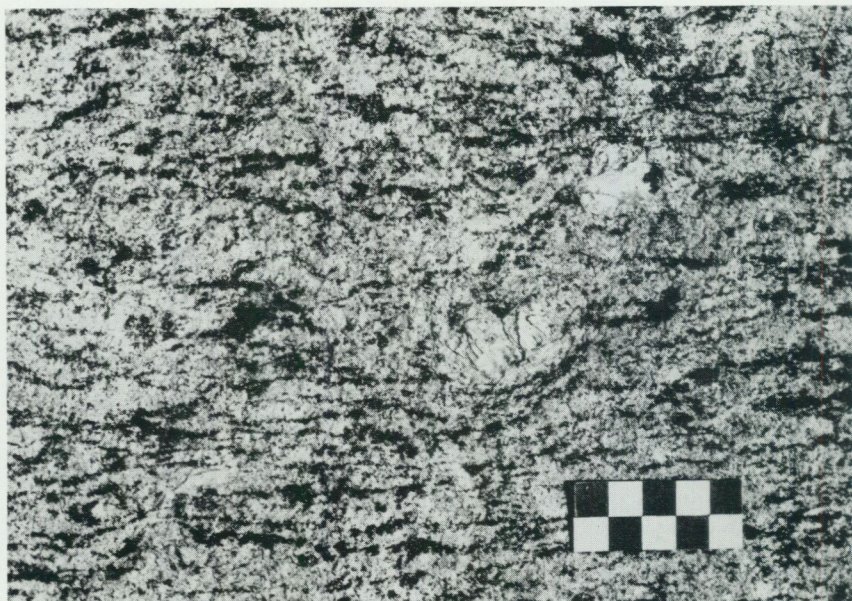


Fig. 3. Gnejsgranit med enstaka kalifältspatögon. 1.7 km SO om Vrams-Gunnarstorp (4e).
Foto Hugo Wikman.

Gneissic granite with porphyritic structure.

gen en gnejsig, ganska grovkornig, delvis ögonförande granit som med stor sannolikhet är en intrusiv djupbergart (fig. 3). Bortsett från en del mera sliriga partier, vilka ev. utgörs av äldre gnejsfragment, samt enstaka relativt tunna sliror eller gångar av pegmatit, är graniten homogen över större områden. Pegmatitgångarna uppträder oftast konformt med granitens skiffrighet, men ibland skär de över denna.

Karakteristiskt för graniten är uppträdandet av en del större ögon av pertitisk kalifältspat (ortoklas) som åtminstone delvis verkar växa över granitens gnejsiga struktur. Enligt IUGS definition (1973) är bergarten en egentlig granit. Volymprocenten ingående mineral är för kvarts omkring 25, kalifältspat 45 och plagioklas 10. Förutom mindre mängder amfibol, glimmer och malmmineral kan särskilt noteras de relativt höga halterna av granat på upp emot 10%. Liknande graniter fortsätter in på det angränsande kartområdet Helsingborg SO, vilket är i det närmaste färdigkarterat. En mera ingående redogörelse kommer i beskrivningen till denna karta.



Fig. 4. Smala störningszoner i NV-diabas. 600 m NO om Rönnarp (1e). Foto Hugo Wikman.

Thin fracture- and crush-zones in NW-dolerite.

Permo-karboniska diabaser

Längs det NV-liga spricksystem som började aktiveras senast under silurisk tid, men som kan ha varit anlagt tidigare, trängde under permo-karbonisk tid för ungefär 300 miljoner år sedan upp väldiga mängder basisk magma som stelnade till diabaser. Dessa grå, finkorniga bergarter uppträder som gångar inte bara i urberget, utan även inom den paleozoiska berggrunden i sydöstra hörnet av kartområdet. Diabaserna är inte blottade på särskilt många ställen, men eftersom de ger mycket distinkta anomalier på de flygmagnetiska kartorna vet man deras ungefärliga lägen och att antalet gångar är betydande. Även inom områden där gångarna överlagras av inte alltför tjocka sedimentlager syns diabasanomalierna på de magnetiska kartorna.

Gångarnas riktning är mestadels nordvästlig, men riktningar mera mot väst och nordnordväst förekommer. Stupningen är i allmänhet vertikal eller brant mot sydväst. Mera sällan stupar gångarna åt nordost. Bredden



Fig. 5. Smal diabasgång slår igenom breccierad NV-diabas. 600 m NO om Rönnarp (1e).
Foto Hugo Wikman.

Thin dolerite dyke intrudes brecciated NW-dolerite.

varierar mestadels omkring 10–30 m och undantagsvis överstiger den 50 m. Huvudgångarna åtföljs oftast av smala sidogångar, s.k. apofyser.

Både av fältiakttagelser och av åldersbestämningar att döma har intrusionsperioden varit något utdragen i tiden. Flera olika diabastyper finns observerade i Skåne (jfr bl.a. Hjelmqvist 1939). Den vanligaste diabastypen, både inom kartområdet och i övriga Skåne, kallas oftast Kongadiabas eller kvartsiabas, p.g.a. att den innehåller några procent kvarts (kvartstholeit).

Den sannolikt allra bredaste Kongadiabasen inom området har brutits nordost om Rönnarp (fig. 7). Diabasen slår här igenom silurisk skiffer som den delvis breccierar. Smala apofyser från huvudgången är synliga vid nerfarten till brottet i dessa norra vägg. Breccierad silurisk skiffer kan studeras även på andra ställen, bl.a. vid Råån 500 m sydost om Sireköpinge kyrka (0e).

I Rönnarps stenbrott finns vid nerfarten till brottet en från den brutna Kongadiabasen avvikande diabasvariant som kännetecknas av relativt rikligt med små kalcitfyllda hålrum (mandlar). Närmast hålrumsväggen finns ofta ett tunt skal med svavelkis. Båda mineralen förekommer också i sprickor i diabasen. Kalciten sväller f.ö. på ett ställe ut till en flera meter bred zon i diabasen (jfr Af 129). Den kalcitförande diabasen, som sannolikt är yngre än Kongadiabasen, har en sammansättning som mera påminner om de mandelstenar som finns på andra ställen i Skåne. Kvartsen saknas således och förekomsten av olivinseudomorfoser pekar också på att bergarten är fattigare på SiO_2 .

I östra delen av Rönnarpsbrottet kan man på flera ställen se hur Kongadiabasen varit utsatt för brecciering och nedkrossning. I vissa fall finns brantstående smala, helt nedmalda zoner längs vilka rörelser ägt rum (fig. 4). Dessa störningar har sannolikt delvis pågått under den tid som diabasintrusionerna pågick. I östra delen av stenbrottet har nämligen påträffats en smal, relativt opåverkad diabas som slår igenom den redan breccierade huvudgången (fig. 5).

Den paleozoiska berggrunden

AV
ULF SIVHED

Tidigare undersökningar

I kontrast mot de mesozoiska bildningarna har de paleozoiska inte tidigare varit föremål för någon större uppmärksamhet. Erdmann (1872) liksom Angelin (1877) påvisade förekomsten av siluriska lager vid Tågarp (0e), Sireköpinge (0e), Spargott (0e) och andra platser inom kartområdets sydöstra del. Linnarsson (1875) beskrev diverse fossil från området. En mera utförlig beskrivning av de siluriska lagren finns i beskrivningen till den kombinerade jord- och berggrundskartan Aa 74 (Erdmann 1881). Diverse observationer har rapporterats av bl.a. Troedsson (1938), M. Lindström (1960), Klingspor (1976), Adrielsson et al. (1981) och Larsson (1982).

Allmän översikt

Av de paleozoiska bergarterna (fig. 6) har endast de siluriska påträffats som blottningar eller i borrhmaterial. Kännedomen om paleozoiska bergarter äldre än den siluriska cyrtograpthuskiffern (s. 20) är enbart grundad på geofysiska data.

Siluriska lager har påträffats i dagen i trakten kring Rönnap (1e), Tågarp och Sireköpinge (0e). Vid borrhningar har de emellertid påträffats inom ett större område, vilket utbreder sig öster om en linje från kartområdets sydöstra del genom Bälteberga (1d) och upp mot Rismaden (3e). Inom detta område överlagras de siluriska lagren, då de inte bildar ytberggrund, av Kågerödssediment. Dessa överlagras i vissa fall av yngre bergarter. Troligtvis underlagras såväl siluriska som äldre paleozoiska bergarter de mesozoiska inom i stort sett hela kartområdet. Undantag är ett område närmast Söderåsen och ett område söder om och eventuellt också inkluderande förkastning- och flexurzonen (FFZ på berggrundskartan), som bl.a. löper igenom Rönneberga (0e) och Rydebäck (1c). Antagandet om förhållandena i det andra området baseras på det faktum att borrhningar vid Barsebäck (16 km söder om kartområdet) och Norrevång (13 km söder om kartområdet) har visat att Kågerödsformationen här vilar direkt på urberget. Bergartsgränserna i dessa borrhningar kan följas i seismiska profiler upp mot Örenäs (1c). Vid Söderåsen finns borrhningar som visar att Kågerödslager vilar direkt på urberget.

SILUR	COLONUSSKIFFER	Ca 550 m
	ODARSLÖVSSKIFFER	Ca 15 m
	CYRTOGRAPTUSSKIFFER RASTRITESSKIFFER	Ca 100 m
ORDOVICIUM	LERSKIFFER	Ca 100 m
KAMBRIUM	ALUNSKIFFER	Ca 50 m
	KVARTSITISK SANDSTEN	Ca 100 m

Fig. 6. De paleozoiska bergarternas indelning och tjocklek inom kartområdet. Kambriska och ordoviciska bergarter är inte kända genom direkta observationer.
Palaeozoic stratigraphy in the map area.



Fig. 7. Vy över Rönnarps diabasbrott (1e; 62052/13230). Diabasgången är delvis utbruten och den intilliggande siluriska lerskiffern är synlig. Foto Leif Carsrud.
Dolerite dyke at Rönnarp intrudes Silurian shale.

Kambrium och ordovicium

Som tidigare nämnts har inga sedimentära bergarter äldre än de siluriska påträffats. Vid tolkning av den seismiska profilen (fig. 50) som löper från Råån (1c) genom Fjärrestadtorp (2d) för att avslutas strax nordost om Rosersberg (2e) har en reflektor bedömts motsvara gränsen mellan kvartsitisk sandsten (kambrisk) och alunskiffer (kambrisk-ordovicisk). En annan reflektor har bedömts som en ungefärlig gräns mellan de siluriska colonus- och cyrtograptusskifferna. Om man antar att de paleozoiska bergarterna är ungefär likartat utbildade här som i angränsande områden i Skåne (se t.ex. Regnéll 1960) får man följande mäktigheter: kvartsitisk kambrisk sandsten (Hardebergasandsten m.fl.) ca 100 m, kambrisk och ordovicisk alunskiffer ca 50 m, övriga ordoviciska lerskiffer minst ca 100 m. De pre-siluriska bergarterna har med andra ord en uppskattad totalmäktighet av ca 250 m inom denna del av kartområdet. Dessa bergarter breder troligtvis ut sig över större delen av kartområdet, undantaget de områden som nämnts i den allmänna översikten.

Silur

Siluriska lager har påträffats i området öster om en linje som löper från kartområdets sydöstra del (0e), genom Bälteberga (1d) och upp mot Rismaden (2e). De är kända från blottningar i trakten kring Sireköpinge (0e), Tågarp (0e) och Rönnarp (1e). Inom övriga delar av det ovan angivna området har de påträffats vid borrhningar. Bergarternas utbredning inom kartområdet är angiven i den allmänna översikten (s. 18).

Cyrtograptusskiffern är den äldsta provbelagda siluriska bergarten inom kartområdet. Den har påträffats på ett djup kring 100 m (fig. 13) vid en borrhning i Skrombergatrakten (2e). Troedsson (1938) beskrev här cyrtograptusskiffern som en grön, röd, brun och svart märengelskiffer. Den översta delen är brokigt färgad (grön med röda fläckar) medan skiffern i de undre 3–4 m är svart och bituminös. Den övre delen har troligtvis utsatts för vittring före och under den tid då de överlagrande Kågeröds-lagren avsattes. Den undre delen representerar däremot mera opåverkade sediment. Ett stort antal fossil (graptoliter) har påträffats däri (Troedsson 1938), bl.a. *Monograptus priodon* med vars hjälp skiffern har daterats till just cyrtograptusskiffer.

Den sammanlagda tjockleken av cyrtograptusskiffern och den äldre rastritesskiffern har uppskattas till något över 100 m.



Fig. 8. Block från Rönnap (1e; 62052/13230) av silurisk skiffer. Lera lager (mörkare band) är växellagrade med grövre siltiga och kalkiga partier (ljusare band). I sprickorna är kalcit (vitt på bilden) och pyrit anrikat. Foto Leif Carserud.

Boulder of Silurian shale at Rönnap. The light beds are more arenaceous and calcitic than the darker ones. The white vein fillings are calcite and pyrite.

Colonusskiffer har påträffats i dagen vid t.ex. Tågarp, Rönnap (fig. 7, 8) Sireköpinge (0e) och i borrhningar vid t.ex. Bälteberga (1d), Rosersberg (2e) och Gultarp (1e). Troligtvis förekommer skiffen på större djup inom hela kartområdet, undantaget de områden som nämnts i den allmänna översikten och naturligtvis även vid Skromberga (2e) där den underlagrande cyrtograptusskiffen påträffats närmast under Kågeröds-lagren. I borrhmaterial bestäms oftast ljus- till mellangrå skiffer som colonusskiffer enbart på litologiska grunder. Detta är troligtvis oftast riktigt. Det är emellertid inte omöjligt att skiffrar äldre än colonusskiffer ibland har bestämts till colonusskiffer.

Colonusskiffen (fig. 9) utgörs av en ljusgrå till gröngrå och blågrå lerskiffer. Kalkhalten ligger i regel mellan 10 och 20% men kan i visa fall uppgå till större respektive lägre värden. I kontakten med den överlagrande Kågerödsformationen är skiffen grön och röd (exempelvis i bäckravi-

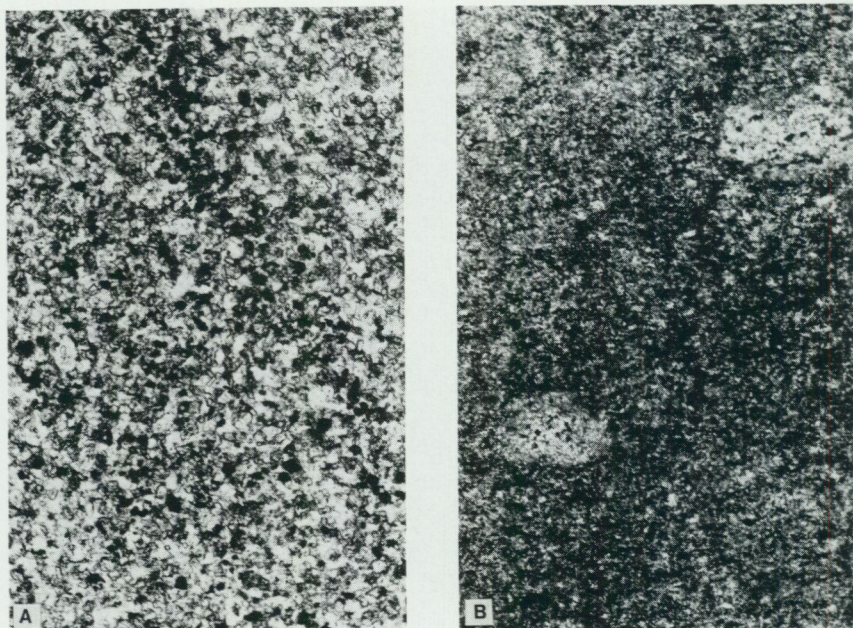


Fig. 9. Slipsnitt av silurisk lerskiffer, typ Odarslövsskiffer. Foto Leif Carsrud. A, prov från den nordligaste bäckskärningen norr om Sireköpinge kyrka (0e; 62048/13250). B, prov från Rönnarp (1e; 62052/13230). Bergartsbeskrivning: Lerskiffer med en varierande halt av grövre material (i A 20–40%, i B 2–3%) med en storlek av ca 0.01 mm. I A (1 nic. X60) består grovmaterialet till största delen av kvarts (ca 90%), resterande 10% utgörs av glimmer och tungmineral (de svarta kornen). Mellanmassan består av glimmer och tungmineral (de svarta kornen). I B (1 nic. X60) finns två tydliga, cirkelrunda områden som till övervägande del består av kalcit. Porositeten är 0%.

Silurian shale (1 nic. X60) from, A. Sireköpinge and B. Rönnarp, with a varying silty content (90% quartz, 10% mica and heavy minerals in A). In B (1 nic. X60) there are two light circular areas containing calcite.

nen norr om Sireköpinge). Skiffern är rik på muskovit. I närheten av diabasgångar, t.ex. vid Rönnarp, förekommer kalcit- och pyritanrikningar i skiffern. Detta kan bero på att skiffern upphettats i samband med diabasgångarnas uppträngande. I Rönnarp är skiffern växellagrad med mera grovkorniga, siltiga partier (Odarslövsskiffer eller Odarslövssandsten, Tullberg 1882; Hadding 1929). Motsvarande bergartstyp har påträffats på ett djup mellan 44.6 och 59.4 m vid borrningsarbete i närheten av Spargott (ca 700 m sydost om det stora brottet vid Rönnarp) och i de nordligaste lokalerna i bäcken norr om Sireköpinge kyrka. Man kan anta



Fig. 10. Graptoliter i silurisk lerskiffer. Foto Sven Stridsberg.
Graptolites in Silurian shale.

att grovkorniga sediment (typ Odarslövsskiffer) förekommer på olika nivåer i colonusskiffern. Borrningen vid Spargott avslutades på 127.7 m i siluriska lager. Jorddjupet är här obetydligt och skiffern går i det närmaste i dagen. Under borringens gång (1872–1873) påstods att en kolflöts skulle ha genomborrats vid ca 90 m djup (Erdmann 1873). Denna uppgift får emellertid ses som ett utslag av den allmänna ”kolprospekteringshysterin” som rådde i slutet av 1800-talet. Erdmann är dessutom mycket skeptisk till dessa uppgifter. Siltiga skiffrar har också påträffats vid Gultarp på 67.5 m djup. Borrningen avslutades där på 205 m djup i grå skiffer.

Colonusskiffern är bevarad i en sänka, colonusskiffertråget, som sträcker sig i nordväst-sydostlig riktning igenom Skåne. Trågets sydgräns sammanfaller delvis med förkastnings- och flexurzonen (FFZ på berggrundskartan) och dess nordgräns med Kullen-Ringsjön-Andrarum-förkastningen (Bergström et al. 1982). Colonusskiffer avsattes även utanför detta tråg. I ”tråget” har skiffern en mäktighet som uppskattas till maxi-

malt 800 m (M. Lindström 1960). Inom kartområdet har skiffrens mäktighet beräknats till maximalt 550 m (fig. 50). Sedimenttransporten inom tråget skedde huvudsakligen från nordväst-väst mot sydost-öst (M. Lindström 1960). I bäcken norr om Sireköpinge finns sedimentära strukturer (M. Lindström 1960) som indikerar en transportriktning mot syd 15° ost. Sedimentära strukturer i Rönnarp (brottet) indikerar sedimenttransporter mot sydost. Här finns också turbiditavsättningar.

Colonusskiffern har daterats med hjälp av graptoliter (fig. 10), bl.a. har exemplar av *Monograptus bohemicus* rapporterats från bäckskärningen norr om Sireköpinge. I bäckskärningen vid Rönnarpsbjär, nordost om Tågarp har exemplar av *Monograptus colonus*, *M. nilssoni* och *M. dubius* identifierats. Musslor (*Cardiola interrupta*) och platträckta raka ortoceratiter är allmänna. Musslan *Cardiola interrupta* har tidigare gett sitt namn åt colonusskiffern som av Tullberg (1883) benämndes *cardiola-skiffer*. Graptoliterna indikerar *Monograptus nilssoni* zonen, den mellersta av de tre kända graptolitzonerna i colonusskiffern.

Den mesozoiska och kenozoiska berggrunden

AV
ULF SIVHED

Tidigare undersökningar

Den mesozoiska berggrunden har tidigare varit och är fortfarande föremål för stort intresse, vilket beror på det ekonomiska värde som finns i lerorna och kolen i den. Detta har medfört att berggrunden inom vissa delar av kartområdet är känd i stor detalj, t.ex. i de nordöstra och östra delarna där kol och lera har brutits ut i stora områden. I andra områden där kol- och lereförekomsterna inte är speciellt stora och där de dessutom påträffas på större djup är detaljkännen domen mindre. Ett exempel på detta är området mellan Helsingborg (3b) och Mörarp (3d), där i stort sett ingen prospektering har utförts. Ett annat exempel är området mellan Rydebäck (1c) och Rönnarp (0e), där det inte heller har förekommit någon större prospekteringsverksamhet. Ett undantag är området vid kusten (vid Rydebäck) där ett antal kärnborringar har utförts. Den begränsade berggrundsinformation, tillsammans med det relativt sett

tjocka jordtäcket i området mellan Rydebäck och Rönnarp, har resulterat i att gränsdragningen mellan de olika bergartsenheterna här är något schematiserad. Det är inte uteslutet att gränserna kommer att korrigeras efterhand som nya data, t.ex. från brunnborrningar, kan erhållas. I området mellan Helsingborg och Mörarp vet vi att Helsingborgsledets bergarter bildar ytberggrund, men vi vet inte hur pass tektoniskt påverkade de är.

Kartområdets trias- och jurabergarter, stratigrafi och fossila fauna och flora har behandlats av bl.a. Lundgren (1881), Nathorst (1886), Erdmann (1911–1915), Hadding (1929), Brotzen (1944), Norin (1949), Troedsson (1951), Lundblad (1959), Larsen et al. (1968), Reyment (1969b), Bölau (1973), Tralau (1975), Norling (1980) och Sivhed (1984). Som exempel på publikationer kan nämnas att Troedsson har publicerat ca 30 uppsatser inom ämnet. Den ovan givna listan är ej heller komplett vad beträffar antalet författare. Endast några av de viktigaste referenserna har medtagits. Referenser till de övriga finns i litteraturförteckningarna i de anförda arbetena.

I området i och söder om förkastnings- och flexurzonen (FFZ på berggrundskartan) finns bergarter av krit- och danålder. Information rörande dessa har publicerats av Brotzen (1942, 1944), Oertli, Brotzen & Bartenstein (1961), Larsen et al. (1968), Norling (1970, 1972, 1980), Anderegg, Norling & Skoglund (1968) och Bjelm & Persson (1981).

Allmän översikt

Inom kartområdet finns sedimentbergarter varierande i ålder från yngre trias till äldsta tertiär (dan inom etagen paleocen). Vissa luckor finns i lagerföljden. Som exempel kan nämnas att delar av kritan inte är känd. Berggrundens indelning och de olika bergartsenheternas tjocklek visas i fig. 11.

Bergarter yngre än de paleozoiska bildar ytberggrund inom i stort sett hela kartområdet. Undantaget är Söderåsen (4e) där urberget går i dagen samt silurområdet i sydost (0e; 1e). De keno- och mesozoiska bergarterna, med Kågerödslager i botten, vilar på paleozoiska bergarter inom större delen av kartområdet. Vid Söderåsen och söder om och ev. även i förkastnings- och flexurzonen (FFZ på berggrundskartan) vilar Kågerödslagren direkt på urberget.

SYSTEM	SERIE	ETAGE	FORMATION	LED	ÅLDER MILJ. ÅR	
TERTIÄR	ÖVRE	Paleocen		Dankalksten ca 100 m	65	
		Maastricht		Skrivkrita ca 550 m		
		Campan		Lundasandsten ca 400 m		
	UNDRE	Santon-Barreme		Wealden-sediment	0-ca 700 m	140
		Hauterive	Sandiga sediment > 15 m			
		Valangin				
		Berrias	45 m			
	JURA	ÖVRE	Portland	Annero	Vitabäckslera > 30 m	160
			Kimmeridge		Nytorpssand 25 m?	
			Oxford		Fyledalslera 30 m	
MELLERSTA		Callov		Fortunamärgel > 10 m	170	
		Bath		? Glassand ?		
		Bajocium		Fuglunda 40 m?		
UNDRE		Aalen	Rya	Rydebäck 50 m	195	
		Toarcium		Katslösa 50 m		
		Pliensbach		Pankarp 70 m		
		Sinemur		Döshult 110 m		
	Hettange	Höganäs	Helsingborg 215 m	195		
UNDRE	Rät	Kågeröd	Bjöv 1-30 m			
	Nor ?		Vallåkra 3-25 m			
				20-200 m	210	

Fig. 11. Indelning och tjocklek av de kända keno- och mesozoiska bergarterna inom kartområdet.

Keno- and Mesozoic stratigraphy in the map area.

Inom större delen av kartområdet ligger bergarterna relativt flackt. De är genomsatta av ett stort antal förkastningar vilka främst har en nordväst-sydostlig riktning. Förkastningarna har i regel ett relativt litet be-
lopp. I den nordvästra delen har emellertid språnghöjder på uppemot 100 m uppmätts. I förkastnings- och flexurzonen (FFZ) är bergarterna starkt tektoniskt påverkade. Till och med vertikalt stående lager har påträffats här (Norling 1970, s. 30). Området sydväst om FFZ är nedsänkt ca 2 200 m i jämförelse med området nordost därom. FFZ löper i sydväst-sydostlig riktning igenom bl.a. Rönneberga (0e) och Rydebäck (1c). Zonen fortsätter sedan ut i Öresund mellan Helsingborg och Helsingör. FFZ är en del av Tornquistzonen, en störningszon som löper från Svartahavet, genom Östeuropa och Skåne för att sedan försvinna ut i Nordsjön.

Vid karteringen har det varit viktigt att finna klart identifierbara bergarter, t.ex. Kågerödslagren och de rätiska kolflötserna (A- och B-flötsen). Med kännedom om djupet till desamma har det varit möjligt att räkna ut var i t.ex. Helsingborgsledets lagerföljd man befinner sig. I de delar av juran där vi har bergarter av marint ursprung har det varit möjligt att få fram mikrofossil som ostrakoder och foraminiferer (fig. 36). Med hjälp av dessa fossil har lagren kunnat dateras (se t.ex. Norling 1972; Sivhed 1980). I de fall då varken mikrofossil eller karaktäristiska kolflötser har påträffats, har den enda möjligheten att få ett grepp om geologin varit att jämföra bergarterna litologiskt med kända lagerföljder, t.ex. med de från Rydebäck-Fortuna borrhningarna (1b, 1c). Lagerföljden inom större delen av FFZ är bestämd på detta vis. I området vid kusten, Rydebäck-Råå, och bort mot Gantofta-Kvistofta (1b, 1c, 2b, 2c) har emellertid ett stort fossilmaterial erhållits med vars hjälp en säker datering har skett.

Bergarter av krit- och danålder förekommer delvis i och söder om FFZ. De har daterats med hjälp av foraminiferer eller genom jämförelse med andra jämnåldriga bergarter.

De meso- och kenozoiska bergarterna bildades av sediment som avsattes under ganska varierande förhållanden. Under Kågerödstitid härskade ökenförhållanden i området. Med tiden steg havet långsamt i ett cykliskt förlopp med strand- och deltabildningar som följd i yngsta rät och äldsta jura (lias). I mellersta och yngsta lias var området täckt av ett hav. Marina sediment avsattes med marina fossil, t.ex. bläckfiskar (ammoniter och belemniter). Under yngsta delen av lias drog sig havet tillbaka och området blev åter land. Växtfossil är vanliga i bergarter från denna

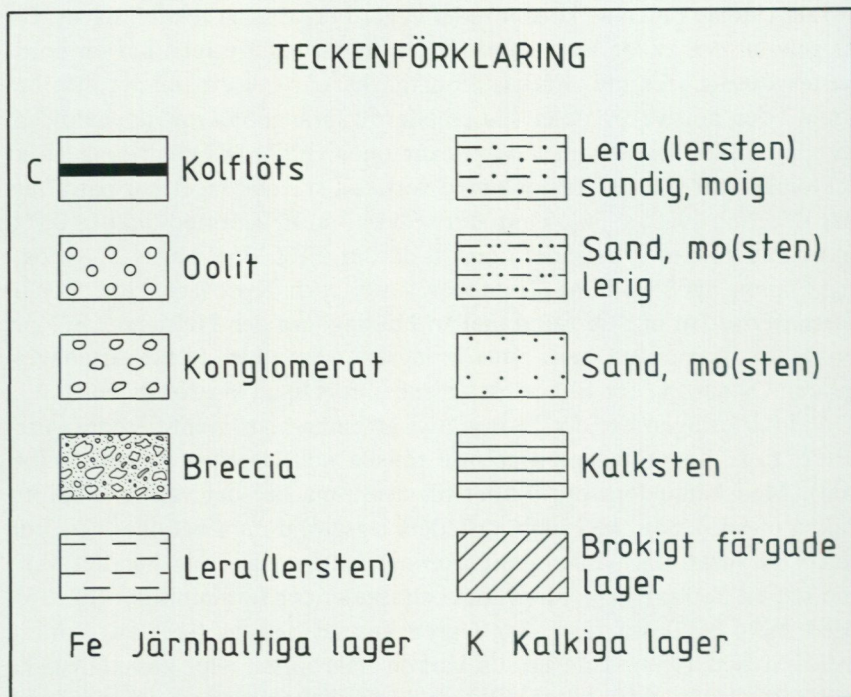


Fig. 12. Litologisk beskrivning för figurerna längre fram i texten.

Lithostratigraphic legend for the sections illustrated.

tid. I yngre delen av mellersta jura steg havet åter och omväxlande marina, brackvattens- och deltaförhållanden rådde under resten av juratiden. I äldsta krita rådde i det närmaste landförhållanden. Övriga sediment från krit- och dantiden är marina med ett mer eller mindre strandnära ursprung. Det bör emellertid påpekas att vi har en ganska stor lucka i den kretaceiska lagerföljden. Endast bergarter från äldsta delen av äldsta krita och yngsta delen av yngsta krita har påträffats. Övriga kritbergarter saknas inom FFZ men förekommer söder om densamma. Antingen har de aldrig utbildats där eller också har de utsatts för denudation innan sedimenten i yngsta krita avsattes.

Växlingen mellan olika avsättningsmiljöer medför att samma typ av sediment har bildats vid olika tidpunkter och gett upphov till likformiga typer av sedimentbergarter. Detta faktum medför att det är farligt att

basera dateringen av en bergart enbart på dess sammansättning och utseende. För att vara riktigt säker bör en datering med hjälp av fossil också utföras.

Trias-jura

Kågerödsformationen

Kågerödsformationen har beskrivits av bl.a. Nathorst (1876), Erdmann (1881, 1911, 1915), Hadding (1927, 1929), Troedsson (1934, 1938, 1942, 1951) Norin (1953), Köster (1956), Bölau (1959, 1973b), Tralau (1968), Bertelsen (1978), Norling (1982), Bergström et al. (1982) och Gravesen et al. (1982). Den har daterats till yngre trias (keuper) med hjälp av sporomorfer.

Bortsett från urbergsområdet vid Söderåsen (4e) påträffas Kågeröds-lager inom hela kartområdet. De förekommer som ytberggrund i den östra och sydöstra delen, medan de är täckta av yngre berggrund i de övriga delarna.

Kågerödssedimenten vilar, så vitt man vet, inom större delen av kartområdet på eroderade paleozoiska bergarter. Vid Söderåsen (Bölau 1959) söder om och eventuellt även inklusive FFZ vilar de på urberget. Inga sedimentära bergarter har påträffats mellan Kågerödsformationen och de siluriska. Skåne utsattes under devon-perm för denudation och de sediment som då eventuellt avsattes bröts ned och transporterades bort. De permo-karboniska diabasgångarna är de enda bergarter som finns bevarade från denna tid.

Kågerödslagren är i huvudsak uppbyggda av arkoser, sandstenar och leror (se fig. 13). I mindre utsträckning förekommer konglomerat. Sedi-menten är oftast dåligt konsoliderade och kan i stora delar jämföras med dåligt packad sand. De olika bergarterna avlöser varandra i ett cykliskt förlopp. Formationen avslutas nästan alltid uppåt (mot Vallåkraledet) med röd lera. Leran har en maximal tjocklek av 30 m i Helsingborgstrak-ten och tunnare ut mot öster där den saknas i vissa lägen. Formationens mäktighet varierar kraftigt inom kartområdet och dess största kända mäktighet uppmätt vid borrhning är här 182 m i Bjuv (4e; fig. 13). Borrningen avslutades troligtvis i silurisk skiffer. I Skromberga har mäktighe-ter på mellan 85 och 20 m uppmätts med ett avstånd av ca 1 km mellan borrhningarna. Kågerödsbergarterna överlagras där av Vallåkraledets.

Borrningarna avslutades i siluriska skiffrar. Genom seismiska mätningar har formationens tjocklek uppskattats till ca 200 m i kartområdets centrala delar.

Kågerödssedimenten, som bildades vid häftiga, sporadiska regn, avsat-tes som alluvialkoner i en varm öken. Området nordost om Kullen-Ringsjön-Andrarum-förkastningen var upphöjt under Kågerödstitid vilket medförde att stora mängder sediment transporterades därifrån åt sydväst. Ökenklimatet medförde att sedimenten delvis är oxiderade vilket ger dem brokiga färger (limonit ger en rödorange färg medan chamosit ger en grön färg). Urbergsbollarna i formationens konglomerat har ibland en matt yta kallad ökenpolish. En del av dessa bollar är starkt vittrade och går sönder vid beröring. Detta tyder på att de vittrat efter transport och avsättning. Höga kalkhalter har uppmätts vilket tillsammans med montmorillonitvittring (en typ av lervittring), pekar på ett ökenklimat. Flygsand har dock inte observerats. I den öken där Kågerödslagren bildades fanns också mindre bäcken med salt vatten som indunstade och gav upphov till smärre saltavlagringar. Detta medför att man ibland får salt vatten från Kågerödslagren (t.ex. från Helsingborgstrakten, där även metangas har påträffats). De stundtals höga kalkhalterna ger upphov till hårt vatten. Allt eftersom tiden gick jämnades erosionsområdet ut, landytan sjönk och klimatet ändrade sig. När sedimenten i formationens övre del (olikfärgade leror) avsattes kan området ha varit täckt med vatten. Kågerödsformationen överlagras av Höganäsformationen vars sediment avsattes i ett kustnära träskområde.

Kågerödslagrens sammansättning är till stor del beroende av den omgivande berggrundens. Som exempel kan nämnas att de har ett högt lerinnehåll i närheten av de siluriska skiffrarna i sydöstra delen av kartområdet. Speciellt markant är detta i bormaterial från området mellan Tågarp och Vallåkra (0e, 1d, 1e).

Det sätt på vilket Kågerödslagren har bildats samt det faktum att ett ytterst bergränsat fossilt material har påträffats i dem medför att det är nästan omöjligt att återfinna en nivå från en lokal till en annan.

Då formationen för närvarande är ekonomiskt ointressant har endast ett fåtal djupare borrningar utförts i den. Vid kolprospektering stoppas oftast borrningen när man når den röda leran i formationens topp. Dock har några äldre borrningar trängt ganska djupt ned i och igenom formationen, t.ex. vid Bjuv (Bjuv nr 3; fig. 13), vilken slutar på 235 m djup efter att ha penetrerat 182 m av formationens sediment. Nästan allt borrh-

BORRPROFILER I KÅGERÖDSFORMATIONEN

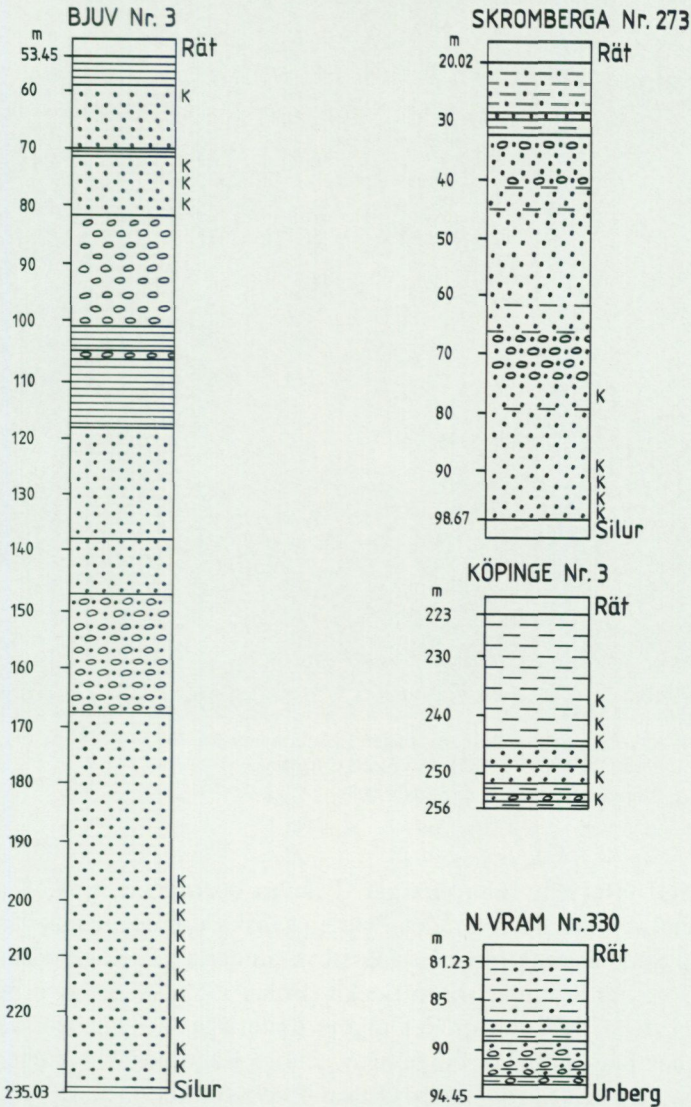


Fig. 13. Borrprofiler genom Kågerödslager från olika platser inom kartområdet, Bjuv nr 3 (4e; 62206/13203), Skromberga nr 273 (2e; 61212/13238), Köpinge nr 3 (2c; 62134/13090) och N. Vram nr 330 (4e; 62225/13241).

Core sections through the Kågeröd Formation at various places in the map area.



Fig. 14. Skärning genom Kågerödslager i bäckravinen ca 700 m nordväst om Bälteberga gård (1d; 62069/13185). Foto Leif Carsrud.
Kågeröd Formation at Bälteberga.

material från Bjuv är rödfärgat. I andra borrhningar, t.ex. Klappeborrningen (norr om kartområdet), var en ganska stor del av materialet grått.

Vid Söderåsen (Vrams Gunnarstorp) underlagras Kågerödslagen (fig. 13), som här är endast 13 m tjocka (Bölau 1959, 1973), av urberg. Inom övriga delar av kartområdet utgörs underlaget av paleozoiska skiffrar, som har påträffats vid borrhningar genom Kågerödformationen i Bälteberga (1d) och Skromberga–Ottarp–Ekebytrakten (1d, 1e, 2d, 2e). Vid ån nordost om Sireköpinge kyrka (0e) går kontakten mot den underliggande siluriska colonusskiffern i dagen. Kågerödssedimenten består här underst av ett konglomerat med bollar av paleozoisk skiffer och

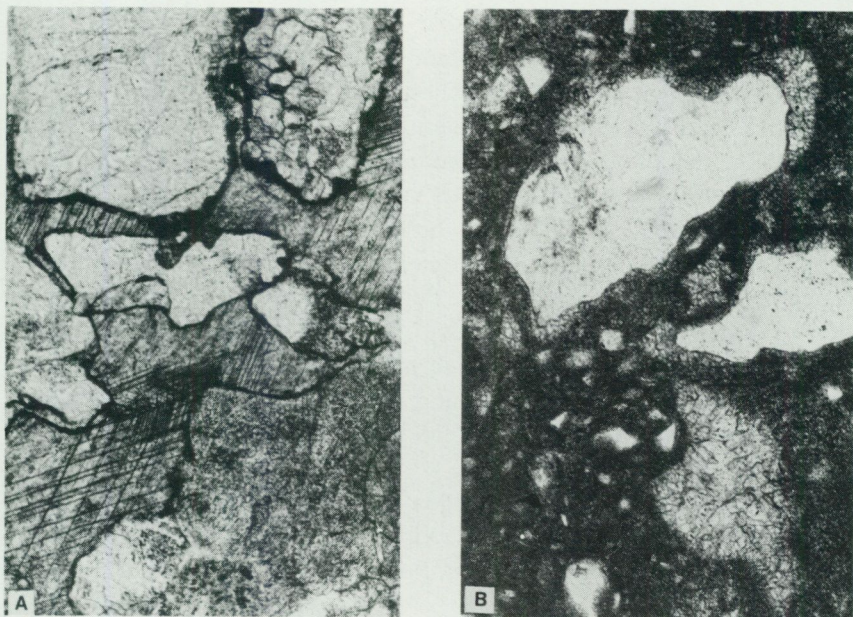


Fig. 15. Slipsnitt av Kågerödslager. Foto Leif Carsrud. A, prov från ravinen vid Bälteberga (1d; 62069/13185). B, ur material från borrhning nr 273, 98.4 m vid Skromberga (2e; 62125/13238). Bergartsbeskrivning: A. (1 nic. X60). En grovkornig, dåligt sorterad sandsten. Sandkornen, som uppvisar en varierande rundningsgrad, består av vittrade fragment från en granitisk bergart. Mellanmassan är kalcitcementerad. Porositet 0%. B. (1 nic. X60). En mycket kantig och dåligt sorterad finsand-grovsand. Sandkornen, bergartsfragmenten, är mycket kantiga och består till övervägande del av kvarts. Runt kornen finns en rand av radiellt växande kalcit, troligtvis håller kalifältspaten i sandkornen på att ersättas av kalcit. Mellanmassan är siltig och cementserad med kalcit och mikrokristallin siderit. Porositeten är 0%.
Kågeröd Formation at A, Bälteberga and B, Skromberga (No. 273 bore, 98.4m). A (1 nic. X60). A badly sorted sandstone, the grains are weathered granitic rock fragments in a calcitic cement. B (1 nic. X60). A poorly sorted sandstone. The matrix is silty and the cement consists of siderite and calcite.

urbergsmaterial. Colonusskifferns översta del är röd- och grönfärgad. I Skromberga (borrhål nr 273, Höganäbolaget; fig. 13) vilar ett bottenkonglomerat med urbergsmaterial, skiffer, pyrit, kvartsbollar, kambrisk sandsten och kalkspat på silurisk skiffer, cyrtograpthuskiffer (Troedsson 1938).

Kågerödslager går i dagen vid Hagaslätt (2e, 3e) och på ett flertal platser mellan Tågarp och Vallåkra och i bäcken norr om Sireköpinge. I bäckravinen vid Bälteberga (fig. 14, 15) finns en 11–15 m mäktig blott-

ning. I ett konglomerat (bollarna har en storlek mellan 1.5 och 18 cm) härifrån har Hadding (1927) bestämt bergartssammansättningen. Han fann att urbergsmaterialet var dominerande (85%).

Rosenberg (1983) undersökte samma lokal. Enligt henne består Kågerödsbergarterna här av parallellskiktade, oskiktade eller korsskiktade, dåligt konsoliderade sandstenar och konglomerat som är kalcitcementerade. Även graded bedding har observerats. Färgen varierar mellan mörkt rödbrun och ljusgul. Konglomeratbollarna är upp till 18 cm stora och består av granit, gnejs, kvarts, fältspat, diabas och kvartsitisk sandsten i en svagt arkosisk sand. Sanden i sandstenarna och konglomeraten har en medelkornstorlek varierande mellan 0.30 och 0.50 mm (mellansand). Sedimentens sammansättning varierar starkt i sidled. Kvartsinnehållet minskar uppåt i lagerföljden samtidigt som fältspatinnehållet ökar.

I närheten av Bältebergaskärningen har Kågerödsformationens underlag, paleozoiska skiffrar, påträffats vid borrhingsarbeten. Kågerödssedimenten har där en tjocklek av 80 m. Formationens övre delar är troligtvis borteroderade.

En del av de blottningar som finns angivna på kartan är osäkra. De består i de fallen av lösa, röda leror som kan tolkas som vittrade Kågerödslager. De kan emellertid också vara kvartära omlagringsprodukter.

Höganäsformationen

Höganäslagren har beskrivits av ett flertal författare. Bland de viktigaste referenserna kan följande nämnas: Hermelin (1773), Lundgren (1881), Nathorst (1886), Erdmann (1911, 1915), Troedsson (1913, 1934, 1943, 1947, 1951, 1954), Bölau (1949, 1959, 1969, 1973 b), Norin (1953), Lundblad (1959), Norling (1972, 1982a, b), Lund (1977), Bertelsen (1978) och Sivhed (1984).

Formationen har en maximal mäktighet av 250 m och dess sediment bildar ytberggrund inom större delen av kartområdet.

Höganäsformationen indelas i tre led, Vallåkra-, Bjuvs-, och Helsingborgsleden (fig. 16). De två förstnämnda har daterats till yngre trias (rät) och Helsingborgsledet till äldre jura (hettange).

I yngre trias sjönk landområdet långsamt med början i sydväst, vilket medförde en klimatförändring från varmt och torrt (öken) till varmt och

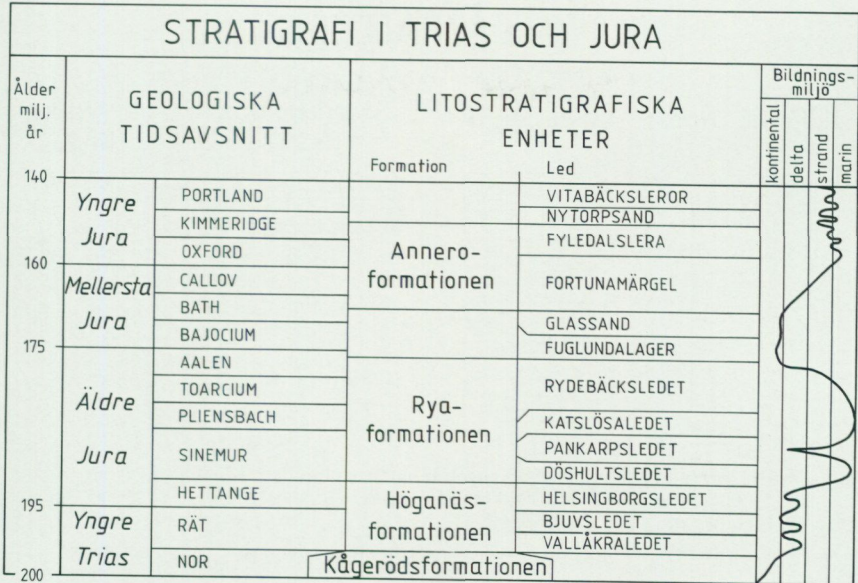


Fig. 16. Stratigrafiskt schema över trias- och jurabergarter inom kartområdet.
Triassic and Jurassic stratigraphy in the map area.

fuktigt, montmorillonitvittringen avlöstes av kaolinvittring (Lidmar-Bergström 1982). Havsområdet befann sig i väster medan landområdet var beläget i nordost. Vittringsprodukter transporterades via vattendrag från landområdet i nordost ut i havet i sydväst. Troedsson (bl.a. 1950, 1951), delade in Höganäsformationen i 12 olika sedimentationscykler. Varje cykel inleds med grovkorniga sediment och avslutas uppåt med leror och kol. I juran förekommer marina fossil (marina avsättningsförhållanden) i toppen av varje sedimentationscykel, medan de undre delarna innehåller växtfossil (land eller limniska förhållanden). Enligt Troedsson speglar de olika sedimentationscyklerna rörelser i jordskorpan. När grova kaolinhaltiga sediment avsattes, t.ex. Boserupslagren, var avsättningsområdet troligtvis upphöjt, likväl som det område från vilket sedimenten härstammade (i nordost). Det senare området hade troligtvis en hög relief. Efterhand planades hela området ut genom vittring och erosion, det sjönk och täcktes av havet. Sediment med marina organismer bildades. Den senare fasen avslutar en sedimentationscykel. Nästa sedimentationscykel inleds med att området höjs på nytt o.s.v. Då området

VALLÅKRALEDET

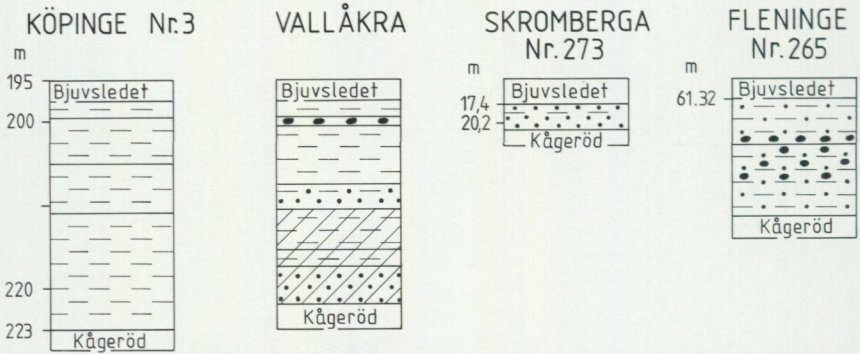


Fig. 17. Borrprofiler genom Vallåkralager inom kartområdet. Köpinge nr 3 (2c; 62134/13090), Vallåkra (1d; 62080/13157), Skromberga nr 273 (2e; 62125/13238) och Fleninge nr 265 (62252/13134).

Core sections through the Vallåkra Member in the map area.

inte var helt vattentäckt utbreddes sig där en mycket riklig vegetation, som gynnades av det varma och fuktiga klimatet. Fräkenväxter och ormbunkar var allmänt förekommande liksom barrträd och ginkoträd. Växterna bröts efterhand ned och omvandlades till kol. Kolet ansamlades i skikt med varierande tjocklek från några millimeter uppemot metern. När formationens övre delar avsattes blev de marina inslagen kraftigare och de kom att dominera när den överlagrande Ryaformationens sediment avsattes.

Växtfossil som påträffats i Höganäslager visas i fig. 27.

Vallåkraledet

Avlagringar tillhörande Vallåkraledet (cykel 1 enl. Troedsson 1951) beskrevs ursprungligen från det norra brottet i Vallåkra (1d), där de delvis är blottade (fig. 19), av Troedsson (1913, 1943). Det dröjde emellertid ända fram till 1935 innan samme författare gav ledet en egen litostratigrafisk beteckning, då som egen formation (Vallåkraformationen).

Vallåkraledets sediment avsattes under yngsta trias (rät). Klimatet växlade då från varmt och torrt till varmt och fuktigt. Skandinavien befann sig på ungefär samma position på jorden som Nordafrika i dag.

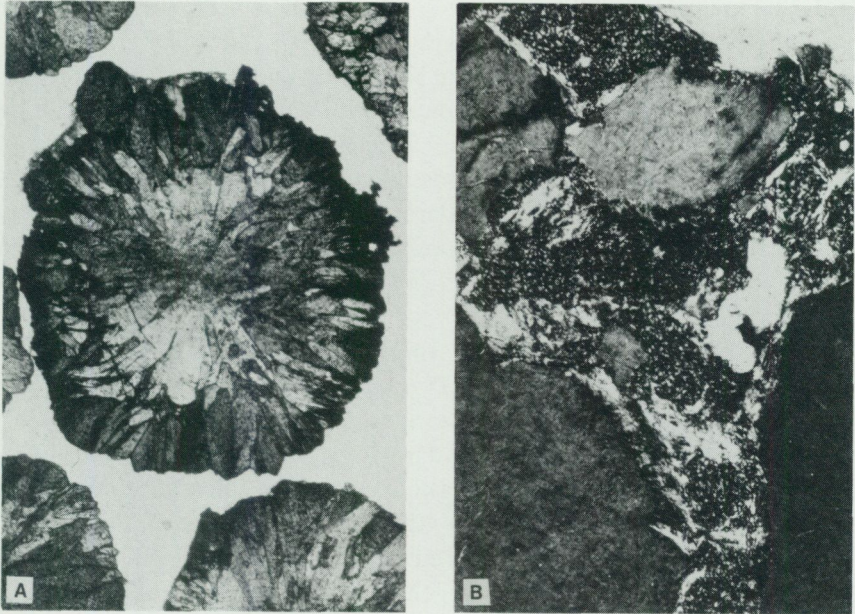


Fig. 18. Slipsnitt av Vallåkraberger. Foto Leif Carserud. A, prov från Norra Vallåkra (1d; 62086/13156). B, prov från borrhningen nr 266, 178.72 m vid Fleninge (62258/13149), belägen omedelbart norr om kartområdet. Bergartsbeskrivning: A (1 nic. X60). "Sfärosiderit", ooliter av järnkarbonat med radiär kristallstruktur, 2–3 mm i diameter. B (1 nic. X60). En grovkornig, dåligt sorterad sandsten. Sandkornen är kantiga och består till övervägande del av kvarts och i mindre utsträckning av fältspat. Mellanmassan består av kvartskorn, ca 0.01 mm i storlek, glimmermineral och mikrokristallin kvarts. Glimmermineralen är troligtvis omvandlade. Porositet 0%.

Vallåkra beds at A, Vallåkra northern quarry, and B, Fleninge core drilling no. 266, 178.72 m. A (1 nic. X60). Sphaeroidite. B (1 nic. X60). Poorly sorted sandstone. The grains consist mainly of quartz and the matrix is made up of mica and microcrystalline quartz.

Vallåkralagren består delvis av omlagrat Kågerödsmaterial, detta framgår tydligt i dess undre del där mindre bitar av olivfärgade Kågerödleror är allmänt förekommande. Karaktäristiskt för Vallåkrabergerarterna är förekomsten av ett sfärosideritlager. Detta lager har ibland bedömts som sandsten vid borrhning. Sfärosideriten, som är inlagrad i lera, består oftast av radiärt kristalliserad siderit (fig. 18). Sfärosideriten liknar hagel och har en diameter av 1–2 mm. Typiskt för Vallåkrasedimenten är också att de saknar lagringsstrukturer.

Vallåkralagren överlagras av B-flötsen och dess sediment vilka utgör Bjuvsledets understa del. Vallåkraledets sammansättning växlar från plats till plats eftersom det material som det är uppbyggt av är av mycket lokalt ursprung. I närheten av Söderåsen (4e) är de sandigare än vad de är i kartområdets västra del, och sandstenarna är också grövre där. I väster underlagras de av Kågerödssediment som är ganska finkorniga jämfört med de i närheten av Söderåsen. Eftersom Vallåkrasedimenten till största delen är uppbyggda av omlagrat Kågerödsmaterial finns det en stark koppling mellan Kågerödsformationens och Vallåkraledets sammansättning.

Vallåkralagren har daterats till yngsta trias (äldsta och mellersta rät) med hjälp av växtfossil (Tralau 1975; Lund 1977).

Vallåkrasedimenten förekommer inom större delen av kartområdet, med undantag av de östra delarna där urberg (Söderåsen), siluriska skiffrar (sydöstra delen av kartområdet) och Kågerödssediment (sydöstra och östra delen av kartområdet) bildar ytberggrund. På berggrundskartan har Vallåkra- och Bjuvsledens bergarter samma beteckning. Beroende på berggrundens lutning går de i dagen i kartområdets centrala och östra delar. I nordvästra delen är utgåendet oftast förkastningsbetingat.

I Helsingborg har Vallåkraledets mäktighet beräknats till ca 30 m. Som exempel kan nämnas två borrhningar vid Hälsan (3b; Erdmann 1915, Troedsson 1947) och borrhningen Köpinge nr 3 (2c; fig. 17; Erdmann 1915). Enligt borrhprotokollen består Vallåkraledets sediment i dessa borrhningar nästan uteslutande av grå, mer eller mindre skiffrig lera. Borrmaterial från Hälsan innehåller emellertid sandsten i ledets övre del. Ingen sfärosiderit har alltså rapporterats från dessa borrhningar. Det kan emellertid inte uteslutas att det material vilket bestämts som sandsten i själva verket är sfärosiderit. I Fleningetrakten (4c), omedelbart norr om kartområdet, har några kärnborrhningar utförts (Fleninge nr 265 och 266; Troedsson 1951). Man borrade genom Höganäsformationens bergarter. Borrhningarna avslutades i Kågerödsformationens översta del. I borrhmaterialet har en grå, finkornig sandsten, delvis laminerad med lera, och en mörk lera laminerad med sand påträffats under vad som bedömts vara B-flötsen. Sedimenten har en mäktighet av 6 m i Fleninge nr 265 och 17 m i Fleninge nr 266. Då sedimenten är tydligt lagrade har Troedsson (1951) fört dessa till Bjuvsledet. Vallåkrasedimenten har en mäktighet av ca 14 m i borrhning nr 265 (fig. 17). Här består lagerföljden nästan uteslutande av sandiga leror med en sfärosideritbank i lagerföljdens mellersta



Fig. 19. Skärning genom Vallåkralager vid Norra Vallåkra (1d; 62086/13156). Sektionen är belägen omedelbart norr om bäcken, norr om nedfarten till naturvårdsområdet. Foto Leif Carsrud.

Vallåkra Member at Vallåkra.

del. Lerorna har en grå färg, svagt rödaktig i den övre delen och med röda och gröna fläckar i den nedre delen. I borrhning nr 266 har Vallåkrasedimenten en mäktighet av ca 9 m. Här överväger leror i lagerföljdens övre och mellersta delar. Sfärosiderit påträffades i den övre delen. De undre 2.5 m består av sandsten som är grön i den övre delen och grå i den undre. Sandstenen bli gradvis grövre nedåt. I Skromberga (fig. 17) är Vallåkraledets sediment övervägande sandiga och har en maximal mäktighet av 10 m. I borrhmaterial från Bjuv nr 3 (Erdmann 1915) har ledets sediment en tjocklek av 13 m. De består här av lerstenar med ett 1 m

BJUVSLEDET

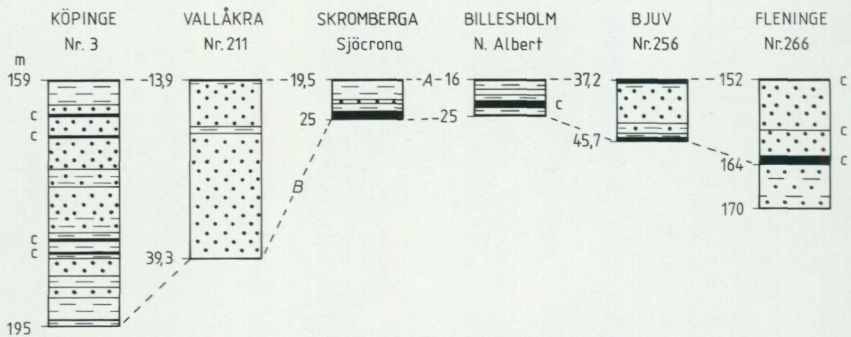


Fig. 20. Borrprofiler genom Bjuvslager från olika platser inom kartområdet. Köpinge nr 3 (2c; 62134/13090), Vallåkra nr 211 (1d; 62081/13154), Sjöcrona (2e; 62127/13230), N. Albert (3e; 61930/13246), Bjuv nr 256 (3e; 62191/13200) och Fleninge nr 266 (61930/13246).

Sections through the Bjuv Member at various places in the map area.

tjockt sandigt lager i lagerföljdens undre del. I kartområdets nordöstra del, vid Gunnarstorp (Erdmann 1911–1915), har ledets sediment en tjocklek av 7 m. Där kan lagerföljden delas upp i tre delar. Underst ligger en lersten, som överlagras av en sandsten vilken i sin tur överlagras av en lersten. De tre lagren är ungefär lika tjocka.

Bjuvsledet

Bjuvsledet benämndes tidigare gruvlagren (Sivhed 1984). Dess bergarter har sedan lång tid tillbaka varit föremål för exploatering eftersom de innehåller kol och eldfast lera som är av stort ekonomiskt intresse (se s. 94). Detta har medfört att ledets utbildning är känd i detalj, främst i kartområdets nordöstra del, vid Gunnarstorp (4e), Hyllinge–Bjuv–Billesholm (4d, 4e, 3e) och Skromberga (2e) samt i Vallåkra (1d). I dessa områden är stora delar av ledets kol- och lerbeförekomster utbrutna. Lagerföljden och praktiska detaljer i samband med gruvdrift har i detalj beskrivits av Erdmann (1911–1915). Andra viktiga arbeten över geologin i området har utförts av Troedsson (1951 och andra publikationer) och Bölau (1973 och andra publikationer).

Som tidigare nämnts var klimatet varmt och fuktigt då sedimenten avsattes, vid vissa tillfällen var området vattentäckt, vid andra torrlagt. Växtligheten var riklig och gav helt eller delvis upphov till kolförekomsterna. Teorier om kolbildning m.m. har framförts av bl.a. Nilsson (1946) och Bergström (1984). Växtmaterial har också transporterats till området med floder och andra vattendrag från inlandet i nordost. Bjuvslagern räknas till cyklerna 2 och 3 enligt Troedsson (1951).

Bjuvsledets bergarter finns representerade inom kartområdets större del, undantaget de områden i sydost och nordost där äldre bergarter (urberg, paleozoiska skiffrar och Kågerödslager) bildar ytberggrunden.

Bjuvslagren avgränsas nedåt i lagerföljden av den undre kolflötsen, B-flötsen, och uppåt av den övre flötsen, A-flötsen. Eldfasta leror och sandstenar över- och underlagrar respektive flöts, likväl som de förekommer inlagrade i dem (fig. 20). Mellan flötserna består sedimenten av sandstenar, mostenar, leror och lerstenar (fig. 21). Avståndet mellan flötserna varierar mellan 1 och 30 m. Bjuvslagren överlagras av Helsingborgslager och underlagras av Vallåkralager. Oftast utgör B-flötsen ledets undre gräns, men i vissa fall underlagras B-flötsen av sediment som visar tydliga lagringsstrukturer (se s. 46). Dessa ska föras till Bjuvsledet då Vallåkraledets sediment av definition inte uppvisar sådana strukturer.

De båda kolflötserna är förhållandevis enhetligt utbildade inom kartområdet, vilket tyder på att området präglades av likartade förhållanden då materialet i kolflötserna avsattes. Visserligen saknas ibland den ena och ibland den andra flötsen, likväl som deras sammansättning varierar från plats till plats, men på det hela taget verkar området ha varit ganska stabilt under tiden för avsättningen.

De mäktigaste kolförekomsterna är koncentrerade till området Skromberga-Bjuv-Gunnarstorp (2e, 4e) vilket utbreder sig åt nordost och bildar ett bälte mellan Skromberga och Höganäs (fig. 24, 25). Utanför detta bälte är kolflötserna tunnare. Detta förhållande avspeglar att förutsättningarna för ansamling av växtmaterial var bäst där. Området löper delvis parallellt med Söderåsen och Kullaberg.

Bjuvslagren bildar ytberggrund i gränzonen mellan Vallåkralagren och Helsingborgslagren i kartområdets sydöstra del. Denna zon löper från Vallåkra (1d) norrut genom Bunketofta (2d) där den bryter av i östlig riktning söder om Ekeby (2e) och Skromberga (1e). Bjuvsledets leror och kol bröts tidigare i Vallåkra (se s. 97) och brytning förekommer fortfarande i dagbrott i Skrombergatrakten. Bjuvslagren bildar på mot-

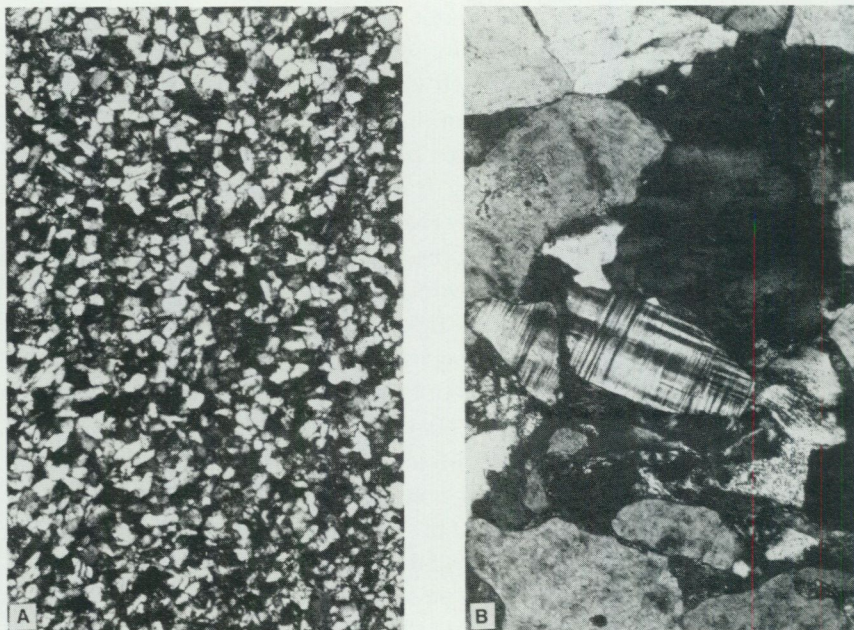


Fig. 21. Slipsnitt av Bjuvslager. Foto Leif Carserud. A, prov från Lundom (2e; 62148/13228), mellanflötslager. B, prov från Södra Skromberga (2e; 62106/13239) mellanflötslager. Bergartsbeskrivning: A (1 nic. X60). Välsorterad, kvarts-cementerad mosten (0.06 mm–0.1 mm) med 85% kvarts, 10% hematit och 5% tungmineral. Porositeten är ca 5%. B (1 nic. X60). En tämligen välsorterad, mycket dåligt konsoliderad sandsten med 80–90% kvarts och 10–20% fältspat m.m. Porositeten är ca 20%.

The Bjuv Member at A, Lundom and B, Skromberga southern quarry. A (1 nic. X60). Quartz cemented siltstone, the grains consist of 85% quartz, 10% hematite and 5% heavy minerals. B (1 nic. X60). A well sorted, poorly consolidated sandstone with 80–90% quartz and 10–20% feldspar.

svarande sätt ytberggrund i ett område mellan Skromberga och Billesholm (3e), där det också förekommer brytning av kol och leror i dagbrott öster om Lundom (3e). Vid Mölledammen (3e) och Lundom, där Bose-rupsbäcken skurit ned i berggrunden så att övre flötsen tidigare gick i dagen, bröts flötsen från orter som drevs horisontellt in från bäckens eller dammens sidor. Brytning från vertikala schakt förekom också. A-flötsen är här ca 40 cm tjock. Vid S. Vram (3e) bildar Bjuvslagren gräns på samma sätt som i de tidigare nämnda fallen. Även här förekommer dagbrottsverksamhet (fig. 22, 23). Längs Söderåsen norr om Vrams Gun-

narstorp (4e) bildar Bjuvslagren ytberggrund. Geologin är inte känd i detalj i området närmast Söderåsen. Gränsen är här förkastningsbetingad, vilket den också är i det mindre området mellan Bjuv och Vrams Gunnarstorp där ledets bergarter har påträffats som ytberggrund. I Billesholm (3e) har också Bjuvslagren påträffats som ytberggrund.

Skromberga. – I Skromberga är Bjuvslagren utbildade i en grund och ganska flack synklinalliknande struktur med längdaxeln i sydost–nordvästlig riktning. Ledets bergarter bildar ytberggrund i strukturens norra och södra flank, medan Helsingborgsledets bergarter i övrigt utgör ytberggrund inom området. Områdets geologiska uppbyggnad speglas delvis i profilerna genom området som redovisas i fig. 28. (sist i boken). En schematisk profil genom Bjuvslagren ser ut på följande sätt. Överst ligger A-flötsen som består av ca 15 cm kol, stundtals överlagrad av en upp till 60 cm tjock eldfast lera. Kolflötsen är på vissa ställen inte utbildad, och saknas helt t.ex. i området omedelbart öster om Ekeby. A-flötsen underlagras av mörkgrå, delvis sandig lersten med lerjärnsten och lerig sand med en genomsnittlig tjocklek på ca 5 m. Det leriga inslaget dominerar i området bortsett från dess ostligaste del, Skromberga–Truedstorp (2e), där sandsten dominerar (se även Bölau 1969). Sandstenspartierna mellan flötserna är utbildade som stora linser, se fig. 28 (sist i boken), i den annars dominerande lersekvensen. Under dessa leriga eller sandiga sediment följer B-flötsen, vars mäktighet varierar mellan 40 cm och 2 m. De största mäktigheterna har uppmätts i ett ca 100 m brett område som utsträcker sig i NNV–SSO-lig riktning, genom ledets utbredningsområde i Skrombergatrakten, och tangerar östra delen av Skrombergaverkens anläggning i Skromberga. B-flötsen underlagras i vissa fall av sandstenar och i andra av klinkerleror. Sandstenarna och lerorna breder ut sig i nord–sydlig riktning. Mäktigheter upp till 5 m har uppmätts för lerorna och upp till 10 m för sandstenarna. Lerorna uppvisar delvis laminering, medan det är osäkert om sandstenarna uppvisar någon form av lagringsstruktur. Detta medför att det är svårt att avgöra om sandstenen ska räknas till Vallåkraledet eller Bjuvsledet, medan leran åtminstone delvis bör räknas till Bjuvsledet.

I lerorna omedelbart under B-flötsen har lins- eller bollformade sandstenskörtlar påträffats i gruvan vid schaktet Sjöcrona (1 km öster Ekeby kyrka). Dessa bollar, impregnerade med blyglans och zinkblände, är ca 5 cm tjocka och innehåller fiskfjäll, fräkenväxter och avtryck av ostron och ostrakoder (Troedsson 1948).





Fig. 23. Bjuvslager vid S. Vram (61930/13246, dagbrottet N. Albert). Foto Höganäs AB.
The Bjuv Member at S. Vram.

Fig. 22. Skärning genom Bjuvslager vid S. Vram (3e; 61930/13246, dagbrottet N. Albert). Sandstenen (SS) i profilens botten räknas till Vallåkraledet och resterande kol, sandstenar och lera till Bjuvsledet. B-flöttsen är här uppdelad i två kolflötser med mellan- och överlagrade leror. Sandstenen (SS) i profilens topp räknas till mellanflöttslagret. Foto Leif Carserud.

Section through the Bjuv Member at S. Vram where the B seam is exposed.

Vallåkra – I Rååns dalgång väster om Vallåkra är rätiska och underjurassiska lager naturligt blottade. Dessa bergarter har varit föremål för exploatering sedan 1700-talet (s. 97). Området genomkorsas av ett antal förkastningar, vilket har försvårat brytningen och även den geologiska tolkningen av området. Områdets geologi har beskrivits av Erdmann (1911–1915), Troedsson (1913, 1943) och Tralau (1975). En schematisk profil genom Bjuvslagen ser ut på följande sätt, överst A-flötsen ca 10 cm tjock som överlagras av ett tunt ca 30 cm tjockt lerlager vilket har förts till Helsingborgslagen. Mellanflötspartiet är ca 25 m tjockt och består i huvudsak av sandsten med ett ca 2 m tjockt lerigt parti i dess övre del (ca 6 m under A-flötsen). B-flötsen består av 2 tunna kolhorisonter, vardera ca 10 cm tjocka, mellanlagrade av överst ca 15 cm svart skiffer och underst ca 30 cm lera. B-flötsen underlagras av några meter tjocka lager av sandsten och/eller leror, som uppvisar tydliga lagringsstrukturer varför de inte kan föras till Vallåkraledet utan måste höra till Bjuvledet. Under dessa övergångsformer följer sedan Vallåkraledets oskiktade sediment. Det bör noteras att vi i Vallåkra har kommit en bit utanför det "kolrika" området som bildar ett band mellan Skromberga och Höganäs (fig. 24, 25). Avståndet mellan kolflötserna är också förhållandevis stort i Vallåkra, ca 25 m, jämfört med ca 10 m i Skromberga.

Billesholm–Bjuv–Hyllinge–Gunnarstorpområdet. – I detta område är geologin väkänd eftersom kol och lerbrytning har pågått här sedan mitten av 1800-talet. Bjuvslagen stupar huvudsakligen åt nordväst vilket medför att kolflötsen kilar ut i öster, omedelbart utanför kartområdet. I norr och söder avgränsas området av förkastningar (fig. 26) med en nordväst-sydostlig riktning. De konvergerar mot nordväst (Hyllinge). Förkastningarna har en språnghöjd varierande mellan några centimeter och 50 m. Kolflötsernas mäktighet och sammansättning varierar inom området. Typprofilen för Bjuvledet är borrkärnan nr 256 från Bjuv (fig. 20). Inom området är både A- och B-flötserna utbildade, de mellanlagras i huvudsak av sandstenar med en mäktighet varierande mellan 30 cm (vid kartgränsen öster om Billesholm) och ca 10 m vid Billesholm och Hyllinge. Isolinjerna för de mellanlagrande sedimentens tjocklek stryker parallellt med Söderåsen, vilket kan indikera smärre rörelser i området då sedimentet avsattes. Kolflötserna är utbildade dels som rena kollager (t.ex. A-flötsen i Hyllinge), dels, vilket är vanligast, i form av 2–5 kollager mellanlagrade av kolhaltiga skiffrar. Kolflötserna under- respektive överlagras av mer eller mindre elffasta leror. I vissa fall är lerorna ersatta av

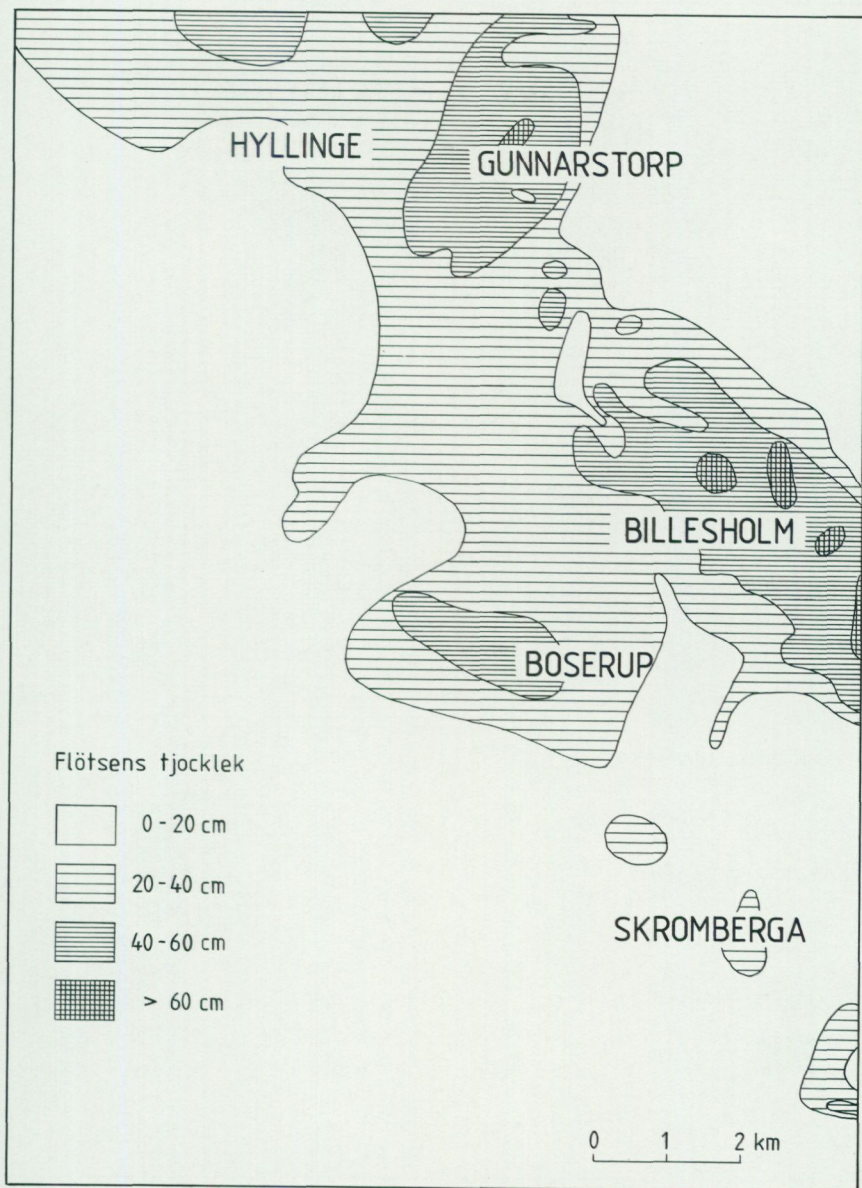


Fig. 24. A-flötsens tjocklek i kartområdets nordöstra hörn.

The thickness of the Rhaetic A-coal seam (Bjuv Member) in the north-eastern part of the map area.

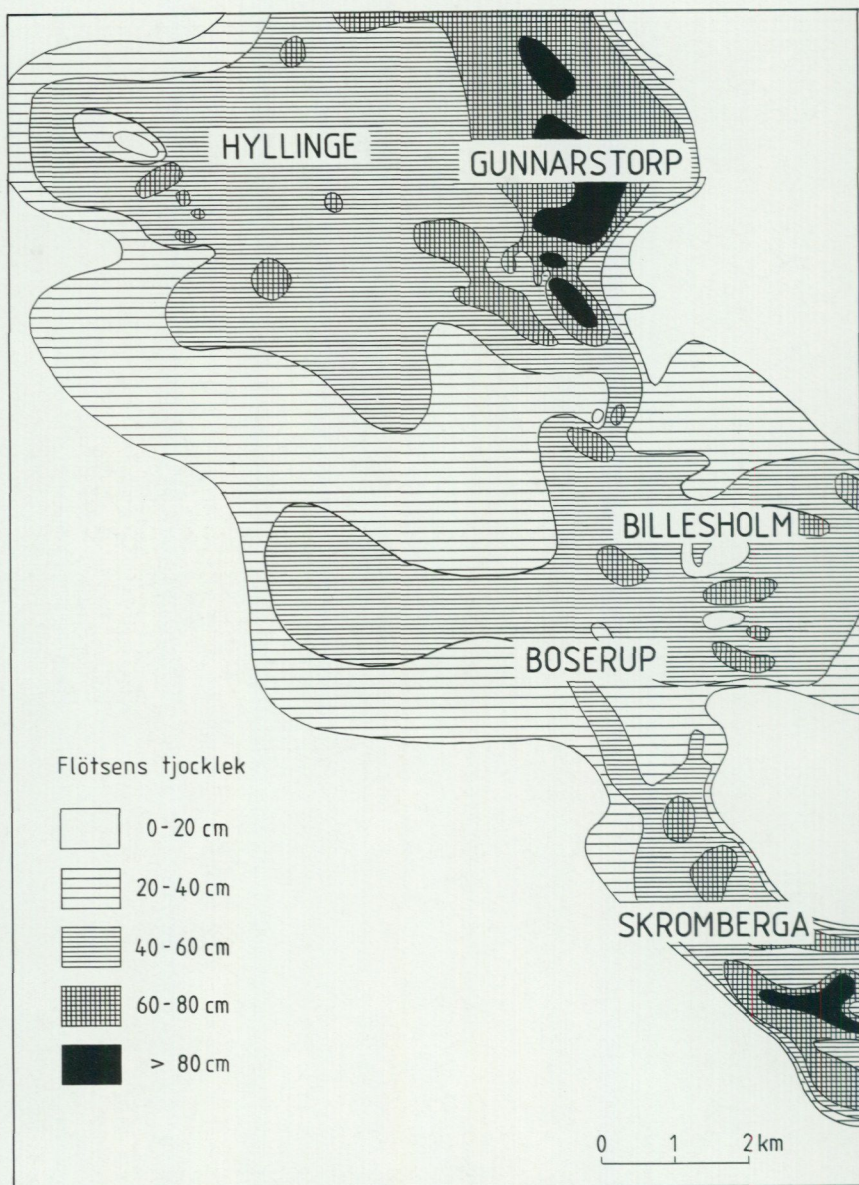


Fig. 25. B-flötsens tjocklek i kartområdets nordöstra hörn.

The thickness of the Rhaetic B-coal seam (Bjuv Member) in the north-eastern part of the map area.

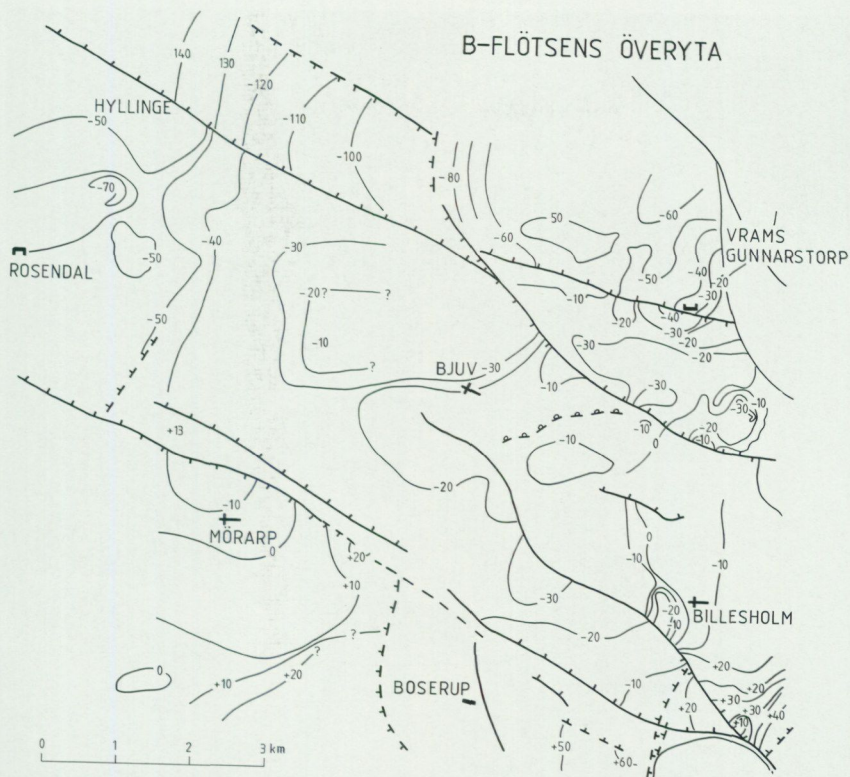


Fig. 26. B-flötsens överyta i kartområdet nordöstra hörn. Isolinjerna anger B-flötsens läge i förhållande till havsytans nivå. Linjen med streck markerar förkastningar där strecken pekar mot det nedsänkta blocket.

The level of the Rhaetic B-coal seam in relation to the sea level in the north-eastern part of the map area. Faults in the Jurassic strata are indicated.

en sandsten. I norra Billesholmsområdet har en tunn kolflöts påträffats i sandstenssekvensen mellan A- och B-flötserna. Denna flöts kallas för ab-flötsen eller mellanflötsen. Från norra delen av Billesholms gruvområde och mot Söderåsen (fig. 29) är båda kolflötserna uppdelade i två eller tre tunnare delar. A-flötsen mellanlagras av lera i sydväst men ersätts av sandstenar mot Söderåsen. B-flötsen uppvisar samma tendens. I fig. 28 (sist i boken) visas flötsernas läge och inbördes avstånd samt de förkastningar som slår igenom dem. Där kan man tydligt se att sandstenar är den dominerande bergarten mellan flötserna. I profilens västra del



Fig. 27. Växtfossil, *Dictyophyllum Nilssoni*, från Pålsjö. Foto Yvonne Arremo.
Plant fossil from Pålsjö.

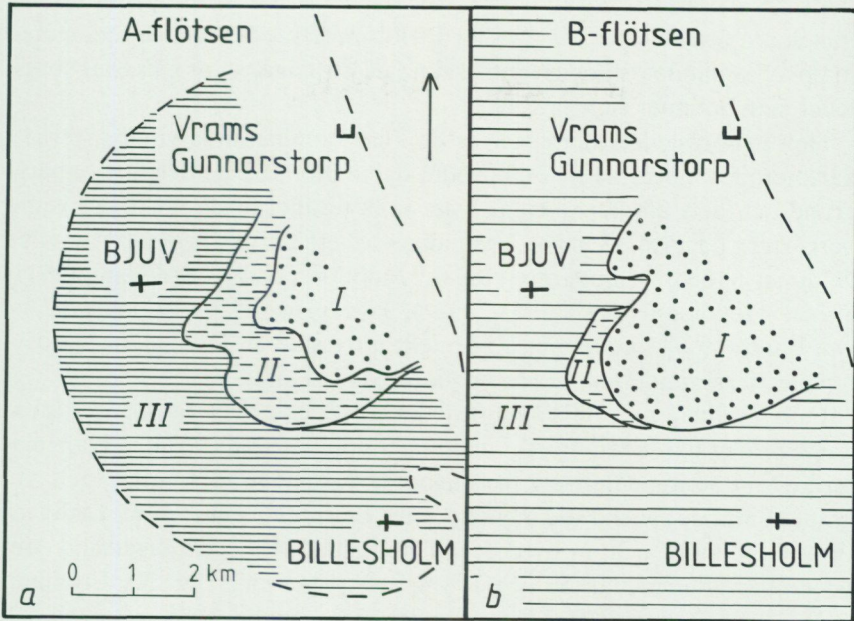


Fig. 29. A- respektive B-flötsens utbildning i kartområdets nordostligaste hörn. a, I och II kolflötsen är uppdelad i två flötser, i det punkterade området är flötserna mellanlagrade av sand och i det streckade området är flötserna mellanlagrade av lera. I område III är kolflötsen ersatt med lera. b, I och II se under a, III kolflötsen är inte uppdelad (efter Troedsson 1951).

The development of the Rhaetian A- and B-coal seams in the north-eastern part of the map area. a, I and II, the A-seam is divided into two minor seams separated by I sand and II clay, III the coal seam is replaced by clay. b, I and II see under a, III the coal seam is not divided.

dominerar leror. Ju närmare man kommer Söderåsen ju grövre blir sandstenarna. De går att följa längs ett band som sträcker sig parallellt med Söderåsen mot Kullaberg. Inom kartområdet är sandstenarna arkosiska närmast åsen.

Helsingborgsledet

Helsingborgslagren består av ett förhållandevis stort antal bankar (några meter tjocka) bestående av alltifrån lera till grova arkoser. Då samma typer av bergarter återkommer i lagerföljden på ett, enligt Troedsson (1951), cykliskt sätt och då de dessutom är relativt fossilfattiga är det

svårt att datera en enskild nivå. En något så när säker metod är att försöka få fram djupet till A- eller B-flötsen (Bjuvsledet) och sedan med hjälp av avståndet till densamma räkna ut var någonstans i Helsingborgsledet man befinner sig.

Helsingborgsledets bergarter är de klart dominerande ytbergarterna i kartområdets norra hälft. I den södra delen påträffas de dels som ytberggrund och dels på större djup. I det senare fallet är de täckta av yngre bergarter. Lagerföljden har behandlats av ett flertal författare av vilka Nathorst (1886), Lundgren (1888), Moberg (1907), Erdmann (1911-1915), Troedsson (1947, 1951, 1954), Lundblad (1959), Bölau (1973b) och Lund (1977) kan nämnas. Speciellt intressant är Troedssons beskrivning av berggrunden inom Helsingborgs stad (1947).

Fullt utbildat har Helsingborgsledet en tjocklek av ca 215 m. Inom kartområdet har ledets största mäktighet uppmäts till ca 180 m i borrhmaterial från södra delen av Helsingborg. I kartområdets östra del, vid gränsen mot de rätiska sedimenten, kilar Helsingborgslagren ut. Ledet indelas i en undre och en övre del (Troedsson 1947). Den lagerföljd som genomborrades mellan 50 och 158 m i Köpinge nr 3 (fig. 30; Erdmann 1911-1915) är typisk för ledets undre del (Sivhed 1984). Borrningen utfördes 1876 vid Raus (2c). Anledningen till att man borrade här var att stora kolförekomster skulle ha genomborrats på ett djup mellan 154 och 181 m år 1881 vid Raus. Ett tiotal flötser skulle ha genomborrats, varvid 3 skulle vara ca 1 m tjocka och 1 ca 2 m tjock. Inga av dessa uppgifter har bekräftats vid senare borrhningar.

I Köpinge nr 3 består ledets undre del av en vit ca 13 m tjock, skiffrig, kaolinhaltig lera med en sandstenshorisont i sin övre del (övre delen av cykel 3 enligt Troedsson 1951). Denna sekvens överlagras av korskiktade arkoser, sandstenar och ljust färgade leror, ca 26 m tjocka (cykel 4 enl. Troedsson). Hela denna ca 40 m tjocka lagerföljd benämns Boserupslagren. De beskrevs för första gången från Boserup (3e; Hermelin 1773). Här bröts kol ur A-flötsen (Bjuvsledet som gick i dagen i strandbrinken) vid bl.a. Mölledammen. Typiskt för Boserupslagren är de grova, arkosiska sandstenarna (fig. 32) vilka är rika på lerjärnsten och kaolin. I kartområdets östra del dominerar Boserupslagren av sandiga, arkosiska sediment vilka blir grövre och tjockare ju närmare Söderåsen man kommer, medan leriga sediment dominerar i väster. Detta faktum tyder på att materialet i Boserupslagren transporterats från ett område i nordost. Boserupssedimenten är delvis breccierade vid Söderåsen (Bölau

HELSINGBORGSLEDET

Köpinge Nr. 3

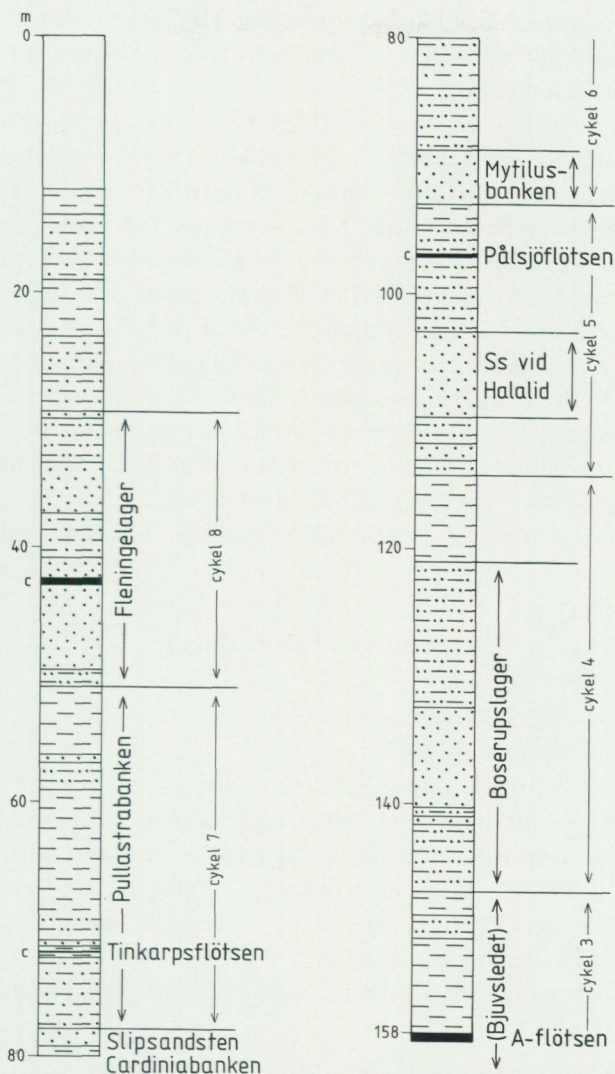


Fig. 30. Borrningen Köpinge nr 3 (2c; 62134/13090) beskriven av Erdmann (1911-1915). Profilen omfattar den del av borrningen som går igenom Helsingborgsledets bergarter.

Section through the Helsingborg Member in the Köpinge no. 3 sequence.

1973b) vilket tyder på rörelser i berggrunden efter avsättningen. Bose-
rupssandstenen bildar tak över A-flötsen i kolgruvorna inom kartområ-
det. I södra brottet vid Vallåkra södra (1d; fig. 31) är Bose-
rupslager i en ganska finkornig facies blottade. Här har vågmärken, dinosauriefotspår
och växtfossil påträffats. Dessa lämningar tyder på att sedimenten avsat-
tes i ganska grunt vatten.

Boserupslagren överlagras i Köpinge nr 3 (121–114 m) av sandiga ler-
stenar, kalkiga sandstenar och en kolflöts (Tågaborgsflötsen, cykel 4
enligt Troedsson). Kolflötsen bröts i gruvschakten Piltak, Kristina och
Gustav, belägna vid nuvarande Kjellgrensgatan och F.M. Franzensgatan
i norra delen av Helsingborg. Ett mindre schakt fanns vid Tågaborgs gård
vid nuvarande korsningen Carl X Gustavs gatan och Stagneliusgatan i
Helsingborgs norra del. Brytningen skedde på 1870-talet och varade i
några år. Kolflötserna var ca 30 cm tjocka och påträffades på mellan 5
och 7 m djup. Härifrån kommer troligtvis de växtfossil som Nathorst
(1878) beskrev som Helsingborgsfloran. Sedimenten i skärningen vid
Hälsövägens nedre del tillhör troligtvis samma lagerföljd. Motsvarande
lager har påträffats vid borrhning i Rosendal (4c).

Intervaller mellan 114 och 93 m i Köpinge nr 3 (cykel 5 enligt Troeds-
son) består av:

93– 94 m Lersten

94–101 m Lerig sandsten med kolhaltiga skikt

101–110 m Sandsten

110–112 m Lerig, tunnskiktad sandsten

112–114 m Kalkig sandsten

Den undre sandstenen motsvarar den sandsten som går i dagen vid Hala-
lid i Helsingborgs norra del. Hela lagerföljden har också påträffats i
borrmaterial från Rosendal där den innehåller fossila växter och musslor
(Troedsson 1951), och i Helsingborgs Ångtegelbruks nedlagda brott
(Vossmerbäumer 1969, 1970), vilket är beläget mellan Närlunda och
Högaborg i Helsingborgs södra del.

Intervallet mellan 93 och 78 m i Köpinge nr 3 (cykel 6 enligt Troeds-
son) består av:

78–79 m Kalkig sandsten

79–84 m Svagt sandig lera

84–89 m Ljusgrå, lerig sandsten

89–93 m Vit sandsten med kol



Fig. 31. Boserupslager (basala delen av Helsingborgsledet) i dagbrottet Södra Vallåkra (1d; 62080/13157). Foto Leif Carserud.

Boserup beds (basal Helsingborg Member) at Vallåkra.

Motsvarigheten till denna lagerföljd finns blottad vid kusten mellan Tinkarp och Laröd (norr om Helsingborg). Sandstenen bröts i mindre brott norr om Pålsjö (4a, 4b) och norr om Sofiero (4a). Den användes för tillverkning av slipstenar och för byggnadsändamål, bl.a. delar av Kronborgs slott i Helsingör. Eftersom den användes för slipstenstillverkning kallas den slipsandsten. Den är tillgänglig i järnvägsskärningen i Pålsjö skog och norr om Sofiero. Sandstenen innehåller musslor av släktet *Cardinia*, varför slipsandstenen ibland kallas cardiniabanken. I området mellan Pålsjö och Laröd underlagras slipsandstenen av en sandsten med musslor av släktet *Mytilus*. Sandstenen har följaktligen fått beteckningen mytilusbanken. Denna underlagras av en svart skiffer med växtfossil (Pålsjöfloran).

Intervallet mellan 78 och 51 m i Köpinge nr 3 (cykel 7 enligt Troedsson) består av:

- 51–56 m Grå, delvis kalkig, lersten
- 56–59 m Delvis kalkig sandsten
- 59–71 m Sandig lersten
- 71–72 m Sandsten med kolstrimmor
- 72–73 m Mörkgrå lera
- 73–78 m Grå, sandig lersten

Denna lagerföljd motsvaras av den delvis blottade berggrunden vid stranden norr om Helsingborg, mellan Laröd och Pålsjö (Troedsson 1954). Här upprepas lagerföljden ett flertal gånger p.g.a. förkastningar. Inom samma område har kolet i lagerföljdens undre del (Tinkarpsflötsen, ca 30 cm tjock) brutits i underjordiska brott vid Tinkarp (4a) i slutet av 1800-talet. Kolbrytning från öppna schakt i strandbrinken har förekommit sedan 1500-talet. Motsvarande sediment har också påträffats vid Kärnan (Helsingborgs centrum), vid Ramlösa (södra delen av Helsingborg) och i bormaterial från Rosenlund (3d). Fossila växter (Pålsjöfloran) och musslor har påträffats i de ovan beskrivna sedimenten. Speciellt intressant är förekomsten av musslan *Eutrapezium pullastra*, vilken har använts för att datera sedimenten. Då den kan förekomma i stora mängder har man ibland talat om Pullastrabanken.

Övre delen av Helsingborgsledet inleds med finkorniga sandstenar, ca 20 m tjocka (cykel 8 enligt Troedsson) och överlagrade av ett ca 10 m tjockt lager med korsskiktade, arkosiska, grova sandstenar och lös sand och lerjärnsten inlagrad i en lerig, finkornig, delvis sideritcementerad sandsten. Den övre delen med de grova, korsskiktade sedimenten har fått beteckningen Fleningelager. Fleningelagren påminner starkt om Boserupslagren. De indikerar likartade avsättningsförhållanden. Troligtvis var det område där sedimenten härstammar ifrån (i nordost) upphöjt, vilket medförde en snabb transport av material ut i avsättningsområdet. Fleningelager har beskrivits i bormaterial från Fleningetrakten (4c), Köpinge nr 3 och i tillfälliga blottningar i Ramlösatrakten (Bölauf 1973b). Fleningelagren förekommer troligtvis också som ytbergart i Kvistoftatrakten (1c) samt i ett stråk mellan Välluv och Fleninge.

Resterande delen av Helsingborgsledet (cykel 8–12 enligt Troedsson) består till övervägande del av sandstenar, lerstenar och ett flertal mindre kolfötser. De är huvudsakligen kända från områden utanför det karterade, men förekommer även här oftast i gränsen mot Döshultslagren och under desamma.

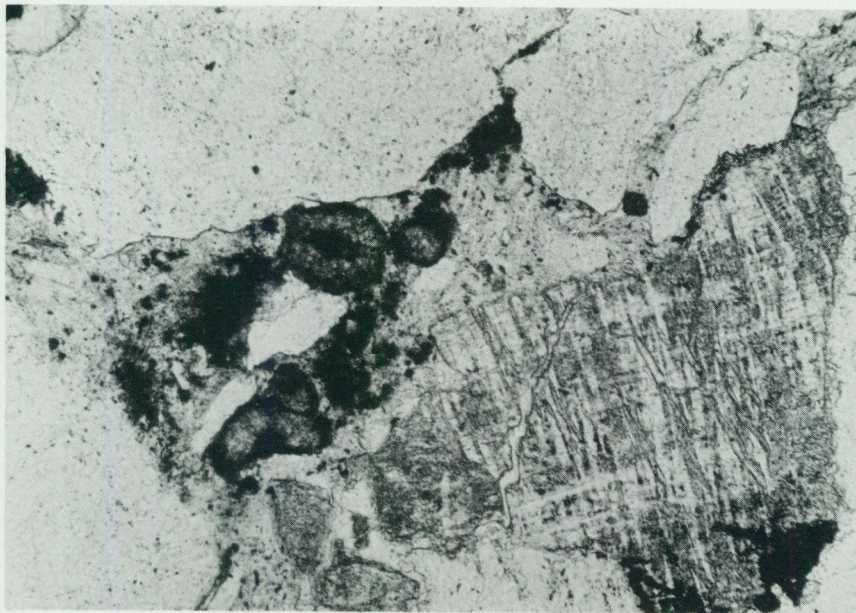


Fig. 32. Boserupsandsten ur bormaterial från Fleninge nr 266 (62258/13150), 148 m. Borrningen utfördes norr om kartområdet. Foto Leif Carsrud. Bergartsbeskrivning (1 nic. X85). En kantig kvartscementerad, dåligt sorterad sandsten. Sanden består till 80% av kvarts, 15% delvis sericitomvandlad fältspat och 5% sideritisk oolite. Porositeten är 0% i detta fall, men normalt uppvisar Boserupslager en högre porositet.

Boserup sandstone at Fleninge, bore no. 266, 148 m, north of the map area (1 nic. X85). Sandstone with angular grains of which 80% consists of quartz, 15% partly sericitic feldspar and 5% oolite.

Ryaformationen

Ryaformationen introducerades av Norling (1982 a, b). Namnet kommer sig av att formationen är fullständigt utbildad i Ryatrakten (1c). Dess bergarter förekommer i kartområdets sydvästra och nordvästra delar. I nordväst bildar de ytberggrund och i sydväst stupar de åt sydväst, vilket medför att de dels bildar ytberggrund, dels är täckta av yngre bergarter som ökar i tjocklek åt sydväst. Ryaformationens bergarter är också rapporterade från borrhningar i Öresund mellan Sofiero och Helsingör (Larsen et al. 1968; Michelsen 1975). Formationen är indelad i Döshults-, Pankarps-, Kastlösa- och Rydebäcksleden, vilka behandlas mera i detalj längre fram.

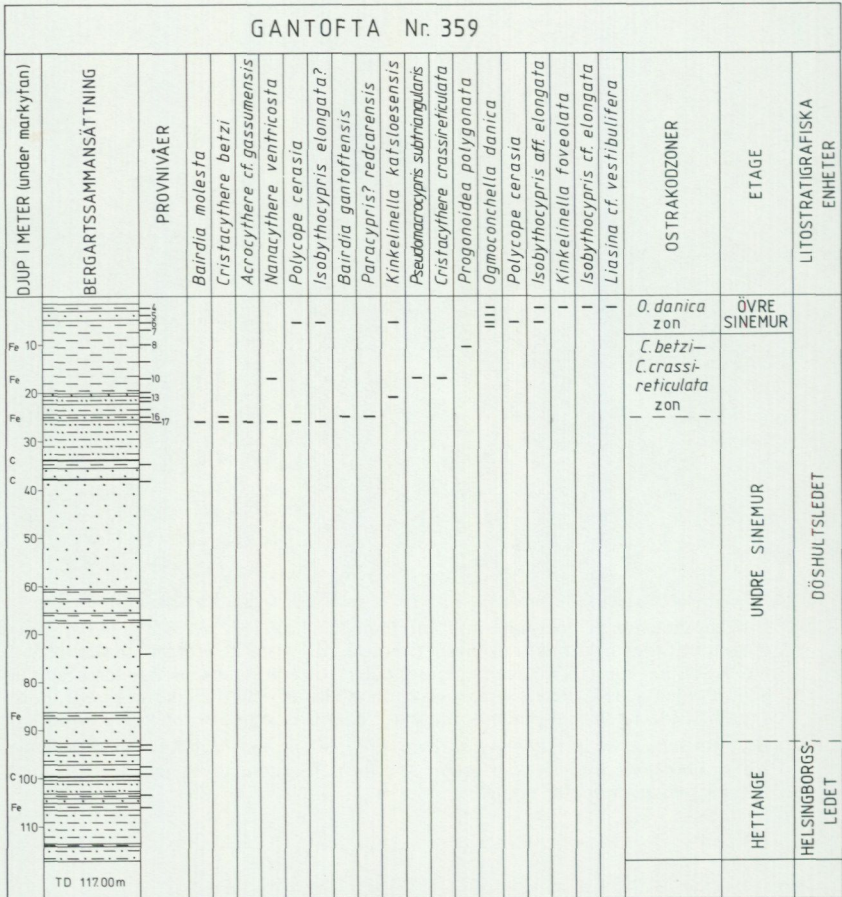


Fig. 33. Borrprofil genom Döshults- och Helsingborgslager i Gantofta (1c; 62099/13129). I profilen anges bl. a. bergartsyp och ostrakodinneåll.

Core section through the Helsingborg and Döshult Member at Gantofta.

Lerstenar och sandstenar är de dominerande bergarterna. De är vanligtvis mörk- eller ljusgrå till färgen, men vissa delar av lagerföljden har röda, gröna, bruna, gula och blå färger. Litifieringsgraden är högst varierande, vissa delar är mycket hårda, medan andra är mycket lösa.

Sedimentationen inleddes med en transgression (havet steg), varefter marina förhållanden rådde ända tills övre delen av formationen bildades.

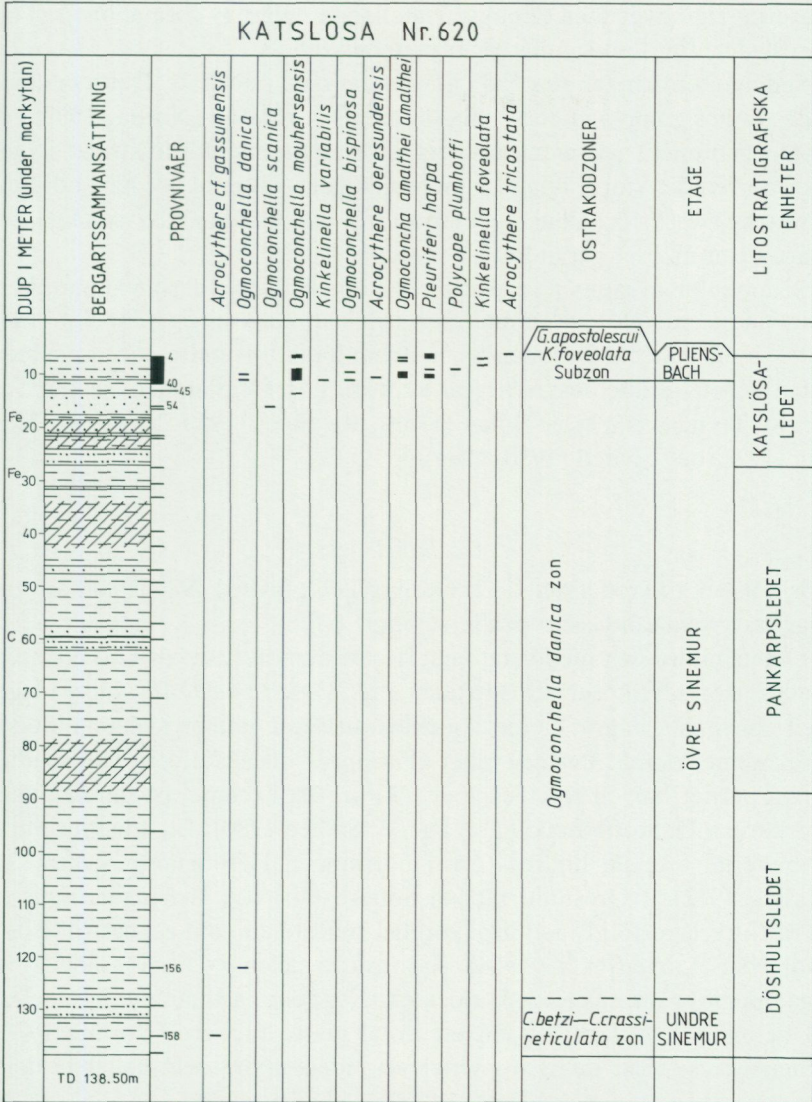


Fig. 34. Borrprofil genom Döshults-, Pankarps- och Katslösalager vid Katslösa (1c; 62094/13127). I profilen anges bl. a. bergartstyp och ostrakodinnehåll.
Section through the Döshult, Pankarp and Katslösa Member at Katslösa.

Då drog sig havet åter tillbaka. I mellersta delen av formationen (Pankarpsledet) finns ett sandigt lager med en kolflöts.

Sedimenten härstammar från ett landområde i nordost. Detta landområde rörde sig upp och ned (tidig-kimmeriska rörelser; Norling 1982a) då Ryaformationens sediment avsattes. Rörelserna medförde att det ibland transporterades stora, ibland mindre mängder material ut i havet där det avsattes. Dessa förhållanden avspeglas i lagerföljden, där sandiga och leriga delar avlöser varandra.

Sedimenten avsattes i havsvatten och innehåller fossil som ammoniter, belemniter, musslor, foraminiferer och ostrakoder (fig. 36, 37). Med deras hjälp har formationen kunnat hänföras till undre jura (sinemuraalen). Detaljerade beskrivningar av fossil från formationen har publicerats av Troedsson (1951), Börlau (1959), Reymont (1950, 1969a, b), Norling (1972) och Sivhed (1980, 1984).

Döshultsledet

Döshultsledet (Troedsson 1951; Norling 1972; Sivhed 1980, 1984) är uppbyggt av grova sand-, silt- och lerstenar.

Ledets undre och mellersta delar består av grova, delvis korsskiktade, sandstenar, subarkoser och siltstenar (fig. 33–35, 38–39, 41). Leriga lager med maximalt några meters tjocklek och centimetertjocka kolflötser förekommer också. Lerinnehållet ökat uppåt i lagerföljden. Det sandiga siltiga partiet har en tjocklek av ca 70 m. Ett exempel på denna del är borrhölet nr 359 (1c; fig. 33; Sivhed 1980). Ett annat exempel är material från de undre 46 m i borrhölet Helsingborgs kvarn (2b; Norling 1972). I Öresund, mellan Sofiero (4b) och Helsingör, finns en 70 m tjock lagerföljd med grovkorniga sandstenar som räknas till ledets undre del (Larsen et al. 1968). Från norra delen av kartområdet finns inga uppgifter om sekvensens tjocklek. Norr om kartområdet är emellertid denna del av lagerföljden ett tiotal meter tunnare (Norling 1978). Sammantaget visar dessa uppgifter att ledets undre och mellersta delar har ungefär samma mäktigheter inom hela kartområdet.

Övre delen av Döshultsledet är uppbyggt av mörkgrå, svarta och i mindre utsträckning, gråblå lerstenar, som delvis är kalkiga. Lerstenarna skivas upp något vid vittring varför benämningen skifferlera är relevant. Bankar med lersten och strutmargel förekommer också (fig. 40). De har en tjocklek som varierar mellan några och 40 cm. Zinkblände har påträff-



Fig. 35. Döshults- och Helsingborgslager vid Kulla Gunnarstorp (4a; 62240/13024). Foto Leif Carsrud.

Döshult and Helsingborg layers at Kulla Gunnarstorp.

fats som sprickfyllnad i lerjånsten från Gantoftatrakten (Erdmann 1874).

Lerstensekvensen har en mäktighet av ca 40 m i Gantoftatrakten (Katslösa nr 620; fig. 34), och i södra delen av Helsingborg.

Ett ganska stort fossilt material har bearbetats från Döshultsledet. I strandskärningen vid Kulla Gunnarstorp (4a; fig. 35) och norr därom har bl.a. musslor och ammoniter påträffats (Lundgren 1881; Troedsson 1954). Fossilerna (*Eugassiceras sauzeanum*) visar närvaron av ammonitzonen med *Arnioceras semicostatum*, den mellersta ammonitzonen i undre sinemur. Ammoniter är också beskrivna från det numera nedlagda dagbrottet i Gantofta. Där förekommer de i en nivå några meter under ledets övre gräns och påvisar *Asteroceras obtusum*-zonen (Reyment 1969a, b), den undre ammonitzonen i övre sinemur.

I material från Helsingborgs kvarn, dagbrottet vid Gantofta och från temporära blottningar i samband med motorvägsbygget (E6) vid Fredriksborg (2c) och Örby (2c) har foraminiferer och ostrakoder påträffats

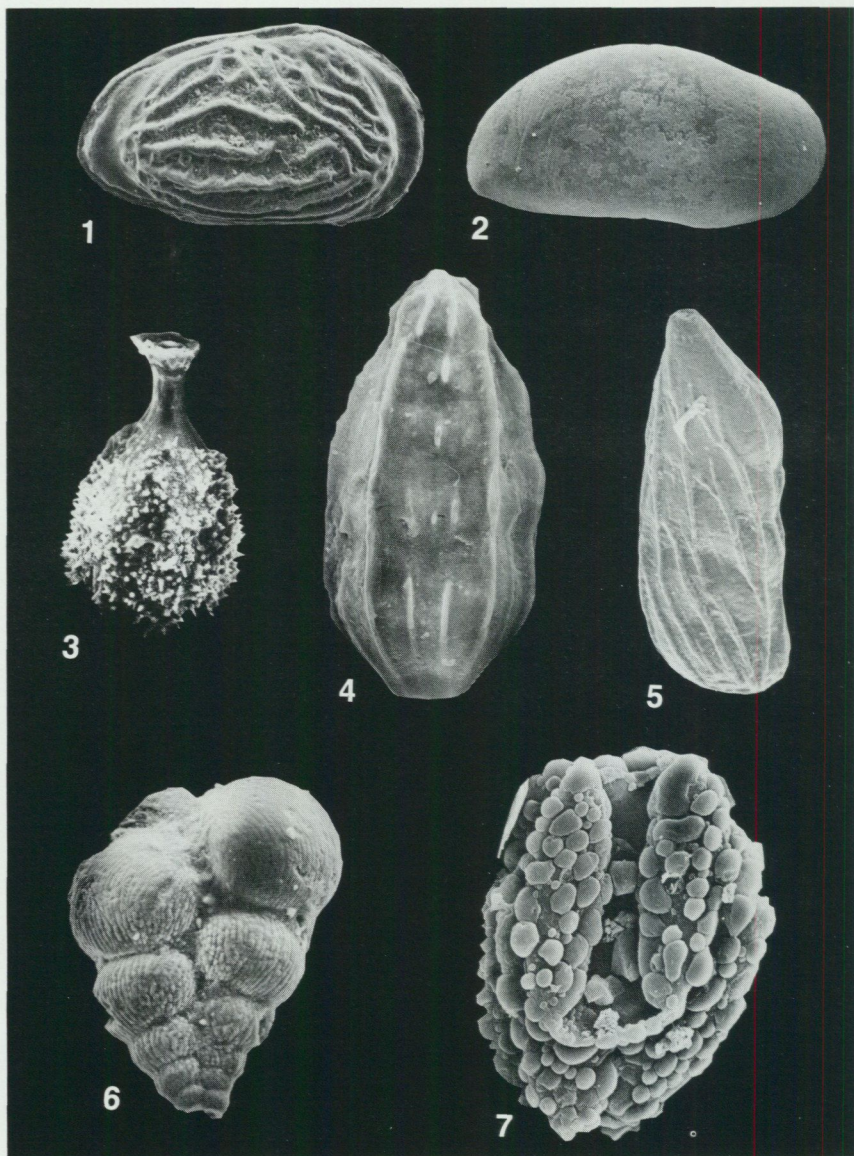


Fig. 36. Mikrofossil från jura-tertiär, alla är mindre än 1 mm i storlek. 1-2: jurassiska ostrakoder, 3-5: jurassiska foraminiferer, 6: terciär foraminifer, 7: rätisk palynomorf (växtfossil).

Rhaetic-Tertiary microfossils. 1-2: Jurassic ostracodes, 3-5: Jurassic foraminifera, 6: Tertiary foraminifer, 7: Rhaetic palynomorph.

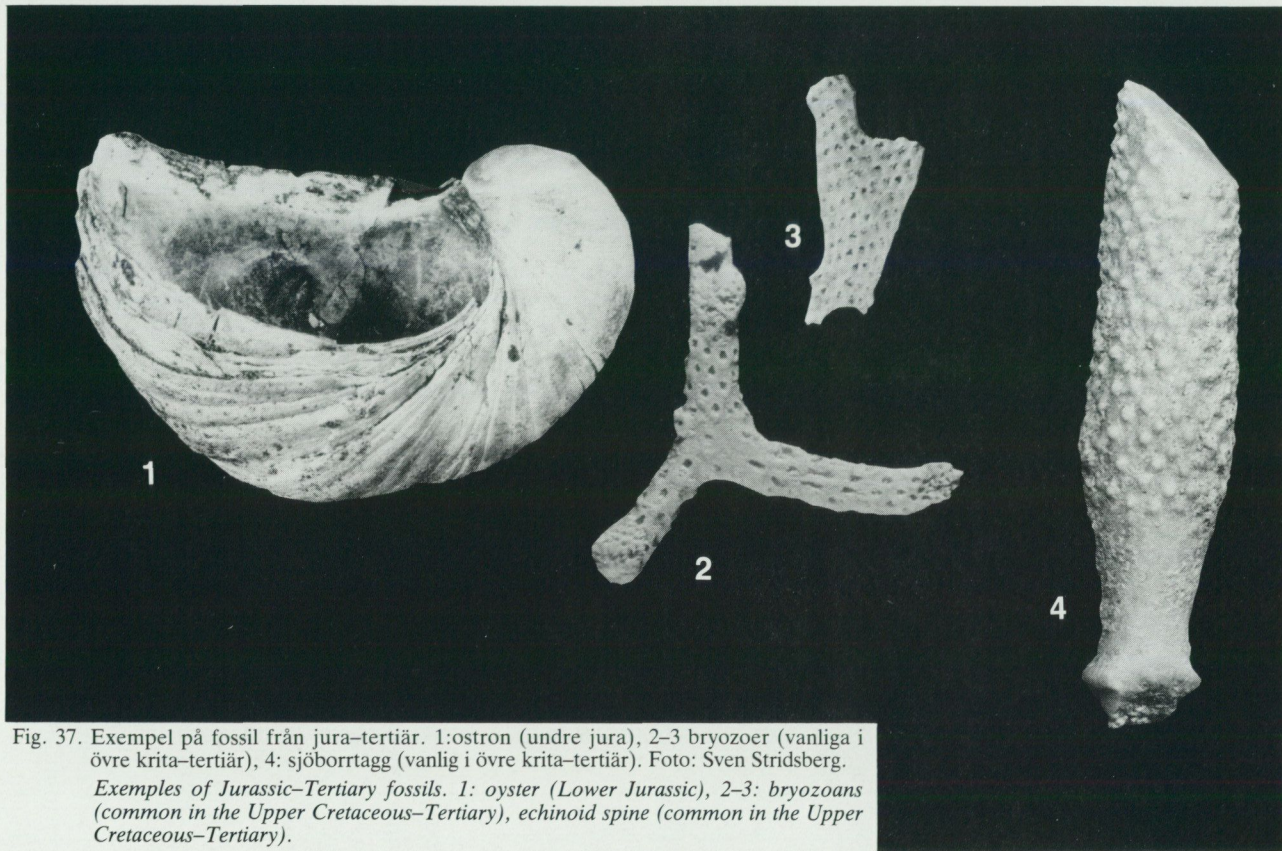


Fig. 37. Exempel på fossil från jura-tertiär. 1:ostron (undre jura), 2-3 bryozoer (vanliga i övre krita-tertiär), 4: sjöborrtagg (vanlig i övre krita-tertiär). Foto: Sven Stridsberg.

Examples of Jurassic-Tertiary fossils. 1: oyster (Lower Jurassic), 2-3: bryozoans (common in the Upper Cretaceous-Tertiary), echinoid spine (common in the Upper Cretaceous-Tertiary).



Fig. 38. Döshultslager beläget mellan Gantofta och Kvistofta (1c; 62094/13135). Troligtvis slipade stenåldersfolket sina yxor här vilket resulterade i de efterlämnade slirännorna. Foto Leif Carserud.

Döshult Sandstone at Gantofta with probably Neolithic grinding furrows after ax polishing.

(Norling 1972; Sivhed 1980). Foraminifererna visar närvaron av foraminiferzonen med *Astacolus semireticulata* och *Epistomina liassica*. Två ostrakodzoner kunde identifieras. Det var dels *Cristacythere betzi*-*Cristacythere crassireticulata*-zonen (undre sinemur) och dels *Progonoidea reticulata*-subzonen (övre sinemur). I Gantoftatrakten är *P. reticulata*-subzonen utbildad i de översta 30 m av ledets mörka lerstenar medan *C. betzi*-*C. crassireticulata*-zonen följer omedelbart under denna subzon.

Döshultslager förekommer som ytberggrund i kartområdets nordvästra del, i Öresund utanför Sofiero (Norling 1972; Sivhed 1980) samt längs en ca 1 km bred remsa mellan sydvästra delen av Helsingborg (3b) och Rönnebergatrakten (0e) och på större djup söder om detta område. I kartområdets nordvästra del är gränsen mot omgivande sidobergarter (Helsingborgslagren) förkastningsbetingad. Förkastningarnas spräng-



Fig. 39. Korsskiktad Döshultsandsten vid Laröd (4a; 62227/13033). Foto Leif Carsrud.
Herringbone cross-bedding in Döshult Sandstone at Laröd.

höjd, ca 100 m, har bestämts med hjälp av reflektionsseismiska mätningar. En förkastning blottad vid Laröd har avbildats och beskrivits av Troedsson (1951, 1954).

I kartområdets nordvästra del har endast ledets sandiga-siltiga del påträffats, medan däremot hela lagerföljden förekommer i kartområdets södra del.

I Helsingborgstrakten är hittills endast den övre delen med mörka lerstenar känd som ytberggrund. Hela lagerföljden är representerad som ytberggrund och går ställvis i dagen mellan Raus och Kvistofta. Större delen av ledets övre del kan studeras i det nedlagda dagbrottet vid Gan-tofta, där även gränsen mot Pankarpsledet finns tillgänglig. I strandkan-

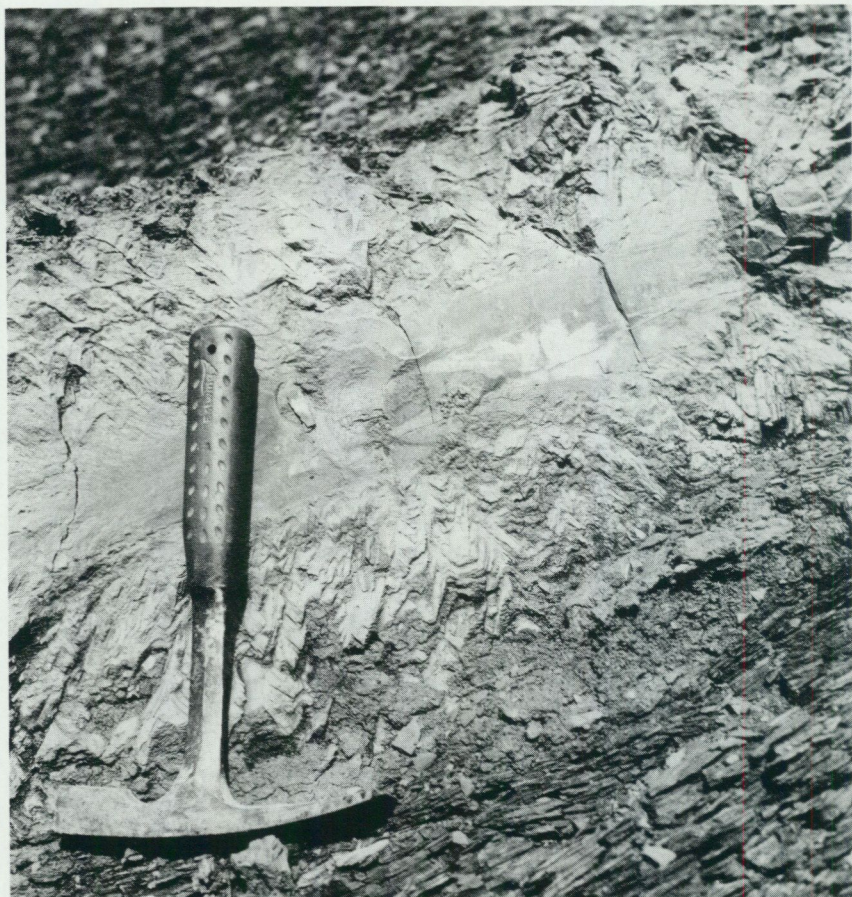


Fig. 40. Strutmärgel i den leriga, övre delen av Döshultsletet i Gantofta (1c; 62098/13129).
Foto Leif Carsrud.

Cone-in-cone structure in Döshult beds at Gantofta.

ten mellan "revet" vid Hittarp och bäcken söder om Kulla Gunnarstorp är Helsingborgsledets allra översta del tillgänglig. Döshultsledets bergarter överlagrar där Helsingborgsledets, de senare påträffats i själva strandkanten och ute på revet. Döshultsledets bergarter är här blottade på en del platser längs den låga strandbrinken (Troedsson 1954).

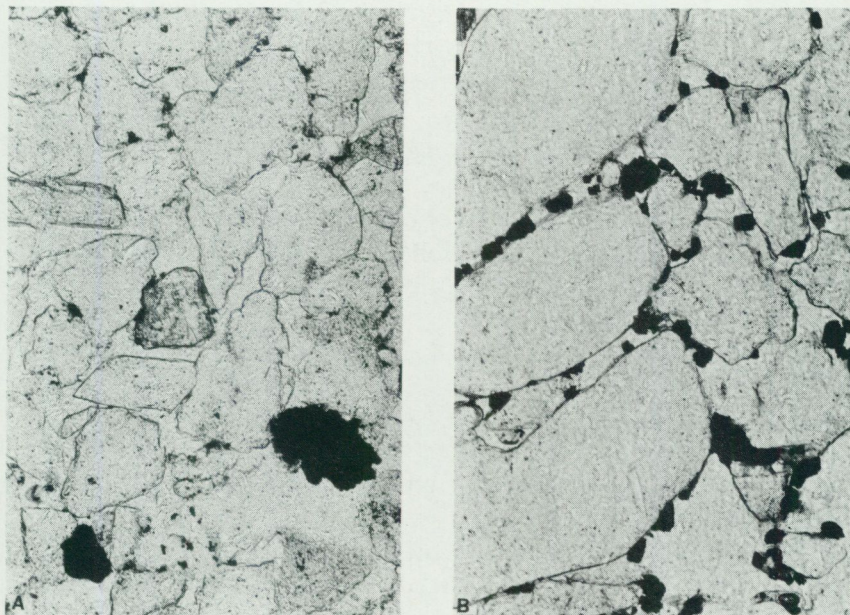


Fig. 41. Slipsnitt av Döshultslager. Foto Leif Carserud. A, prov ur bormaterial från borrhningen Gantofta nr 360, 47.6 m (1c; 62099/13128). B, prov från vägskärningen vid vägen ned mot stranden vid Laröd (4a; 62227/13033; fig. 39). Bergartsbeskrivning: A (1 nic. X60). Medelkornig, ganska välsorterad, sandsten (0.3 mm) med kantiga korn. Av kornen är 80% kvarts och 15% kalifältspat. Porositeten är 30%. B (1 nic. X60). Medelkornig till grovkornig subarkos (0.5–3.0 mm) med rundade, kantiga korn som till 75% är kvarts och till 15% fältspat. De små svarta kornen är hematit som bildats på platsen under diagenesen. Porositeten är 30%.

Döshult layer at A, Gantofta bore no. 360, 47.6 m. and B, Laröd. A (1 nic. X60). Rather well sorted sandstone with angular grains (quartz 80% and potash feldspar 15%). B (1 nic. X60). Subarkose with rounded and angular grains (75% quartz and 15% feldspar). The small black grains are diagenetic hematite.

Pankarpsledet

Pankarpsledet (Börlau 1959, 1973a; Norling 1972; Sivhed 1980, 1984) består huvudsakligen av marina leror och lerstenar. Ett sandstens-mstenslager med en tunn kolflöts förekommer i ledets mellersta del (fig. 42). Det indikerar en mycket strandnära avsättningsmiljö.

Hela ledet finns representerat mellan 26.3 och 99.2 m i borrhningen Katslösa nr 620 (1c; Börlau 1959, 1973a; Sivhed 1980). Lagerföljden redovisas i fig. 34 och nedan:

- 26.3–33.9 m Mörkgrå, gråblå lersten med kalkstensbankar, lerjärnstensskikt och sandiga partier
- 33.9–43.5 m Brun, brungrå och gröngrå lersten med tunna kalkiga skikt och strutmärgel
- 43.5–47.53 m Lös sandsten och konglomerat med bollar av kvarts och lerjärnsten
- 47.53–57.6 m Brun, gröngrå eller brunfläckig lersten
- 57.6–63.2 m Sandsten, delvis växellagrad med lera och med en konglomerathorisont och en kolflöts (15 cm tjock)
- 63.2–78.5 m Grå lersten
- 78.5–99.2 m Mörkbrun, brungrå, grågrön lersten

Lerstenarna är oftast mycket lösa.

Ledet har med denna indelning en tjocklek av 72.4 m i Katslösa nr 620 och förmodligen har det ungefär samma tjocklek inom övriga delar av kartområdet.

Pankarpsledets undre gräns definieras vid den klara övergången från Döshultsledets mörka till Pankarpsledets olikfärgade lerstenar. Gränsen kan studeras i det nedlagda dagbrottet vid Gantofta. Den övre gränsen har dragits där Pankarpsledets mörkgrå och gråblå lerstenar överlagras av Katslösaledets sandiga sediment.

Ett mycket begränsat fossilt material har erhållits från Pankarpslagren. Norling (1972) beskrev en ganska fossilfattig foraminiferfauna från ledets övre del i material från borrhningarna Rydebäck-Fortuna nr 1 och 4 (1b, 1c). Foraminiferfaunan indikerar övre sinemur och undre plienschbach. Sivhed (1980) beskrev några enstaka ostrakoder från ledets övre del i Rydebäck-Fortuna nr 1. Tillsammans med andra ostrakoddata från nordvästra Skåne indikerar dessa observationer övre sinemur och undre plienschbach. Genom att studera de ammoniter, som förekommer omedelbart under respektive över ledet i fråga begränsas ledets utbredning i tid till yngre sinemur och äldsta delen av plienschbach. Troligtvis är ledet begränsat till sinemur (Sivhed 1980).

Pankarpsledet är representerat som ytberggrund i en några hundra meter bred zon, som sträcker sig från Öresundskusten omedelbart söder om Råå (2b) och ned mot Rönneberga (0e). I Katslösa-Kvistoftatrakten (1c) har zonen en maximal bredd av nära 2 km. Inga naturliga blottningar förekommer. I det nedlagda dagbrottet vid Gantofta (1c) är sediment som tillhör ledets undre del exponerat. Söder om ovan nämnda zon finns

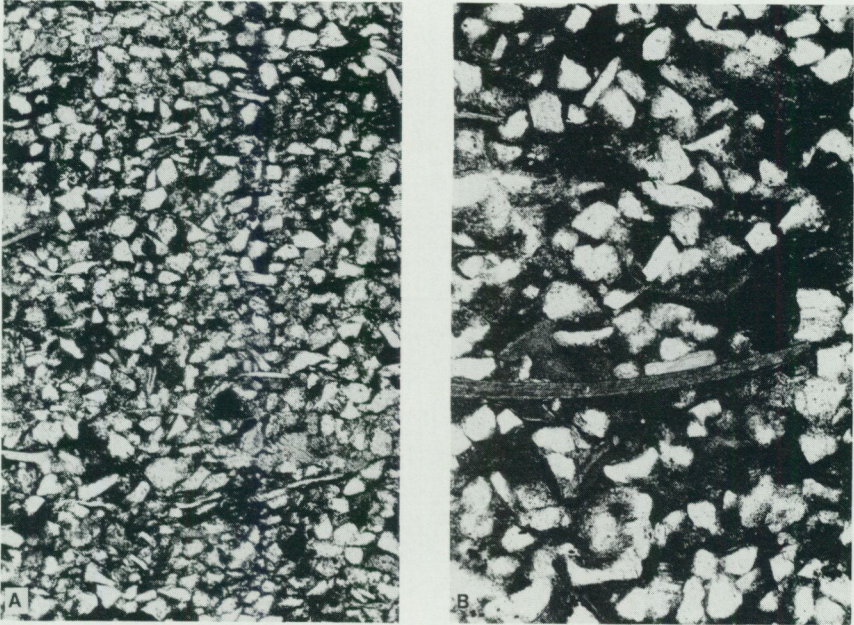


Fig. 42. Slipsnitt av Pankarpslager. Foto Leif Carsrud. A, prov ur bormaterial från Gantofta nr 358, 137.7 m (1c; 62099/13129). B, prov ur bormaterial från Rydebäck-Fortuna nr 1, 129.62–129.76 m (1c; 62082/13104). Bergartsbeskrivning: A (1 nic. X60). Finkornig, väl sorterad mosten med något kantiga korn. Av kornen är 60% kvarts, 10% glimmer och 5% fossilfragment. Mellanmassan och cementet består av siderit. B (1 nic. X60). Finkornig, väl sorterad sandsten med något kantiga korn. Kvarts och glimmer dominerar, dessutom förekommer enstaka zirkoner och fossilfragment. Cementet består av siderit och mikrokristallin kvarts.

Sandstone in the Pankarp Member at A, Gantofta bore no. 358, 13.7 m and B, Rydebäck-Fortuna bore no. 1 129.62–129.76 m. A (1 nic. X60). A well sorted siltstone with angular grains of which 60% are quartz and 10% are mica. The matrix and cement consist of siderite. B (1 nic. X60). Well sorted sandstone with slightly angular grains. Quartz and mica dominate. The cement is siderite and microcrystalline quartz.

Pankarpslager på större djup, överlagrade av yngre bergarter. Som exempel på detta kan nämnas borrhningarna vid Rydebäck-Fortuna.

De olika färgerna inom Pankarspletet beror sannolikt på olika oxideringsgrad hos det järn som finns i sedimentet (Börlau 1954). Hematit (Fe_2O_3) färgar sedimentet rött, medan järn i tvåvärd form ger sedimentet en mörkare grå färg.

RYDEBÄCK-FORTUNA

Nr. 4

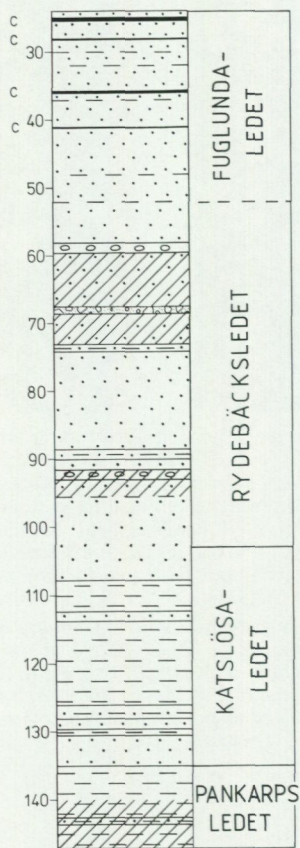


Fig. 43. Profil genom Pankarps-, Katslösa-, Rydebäck- och Fuglundalager i borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 4 (1c; 62071/13101).

Core section through the Pankarp, Katslösa, Rydebäck Members and the Fuglunda Beds in Rydebäck-Fortuna bore nr. 4.

Katslösaledet

Katslösaledets sediment består av gröna, bruna och mörkgrå lerstenar och sandstenar med ett varierande järninnehåll (fig. 43, 44). Tunna kalkiga och oolitiska horisonter förekommer också. Sedimenten avsattes i marin miljö.

Troedsson (1951) beskrev ursprungligen ledets sediment från en dikesgrävning i Katslösastrakten (Katslösaprofilen). Där beräknade han sedimentens mäktighet till 115 m. Emellertid har mäktigheter på maximalt 32 m uppmätts i borrhmaterial från Rydebäck-Fortuna nr 4 (1c; fig. 43). Troligen har Troedsson gjort en felbedömning av lagerföljdens mäktighet (se även Norling 1972; Norling & Skoglund 1977; Sivhed 1980, 1982, 1984).

Katslösalagren är mycket fossilrika. I Katslösaprofilen har bl.a. påträffats musslor, ammoniter, belemniter, ostrakoder och foraminiferer. Fossilerna visar närvaron av ammonitzonen med *Uptonia jamesoni*, foraminiferzonen med *Marginula spinata spinata*, och ostrakodzonen med *Ogmoconchella danica* (övre subzonen), alla hemmahörande i undre pliënsbach (Troedsson 1951; Norling 1972; Sivhed 1980). Foraminiferer och ostrakoder har också identifierats i borrhningarna Rydebäck-Fortuna nr 1 och 4 (1c).

Katslösaledets sediment förekommer som ytberggrund längs en smal remsa som löper från Örby ängar vid Öresundskusten (1b, 2b) ned mot Rönnarp (0e). Söder om detta område påträffas sedimenten på större djup. De går i dagen vid Katslösa (1c) omedelbart öster om viadukten mellan motorvägen (E6) och väg 1361. Katslösalager har även påträffats i borrhmaterial från Öresund utanför Sofiero (Larsen et al. 1968; Michelsen 1975). De är likartat utbildade inom hela kartområdet.

Rydebäcksledet

Rydebäcksledet definierades av Norling (1972). Typsektionen är intervallet 103.4–52.0 m i borrhkärnan från Rydebäck-Fortuna nr 4 (fig. 43; 1b). Sedimenten är marina och indikerar en uppgrundning (regression) av det hav där de en gång avsattes. Grå, svarta, gröna och rödbruna sandstenar och siltstenar dominerar sedimentet (fig. 45). I mindre utsträckning förekommer konglomeratiska horisonter, järnooliter och tunna kalkiga band. Dess övre gräns har dragits under det första sandiga och leriga lager med kolflötser som överlagrar ledets sandstenar. Dessa överlagrande sediment räknas till Fuglundalagren.

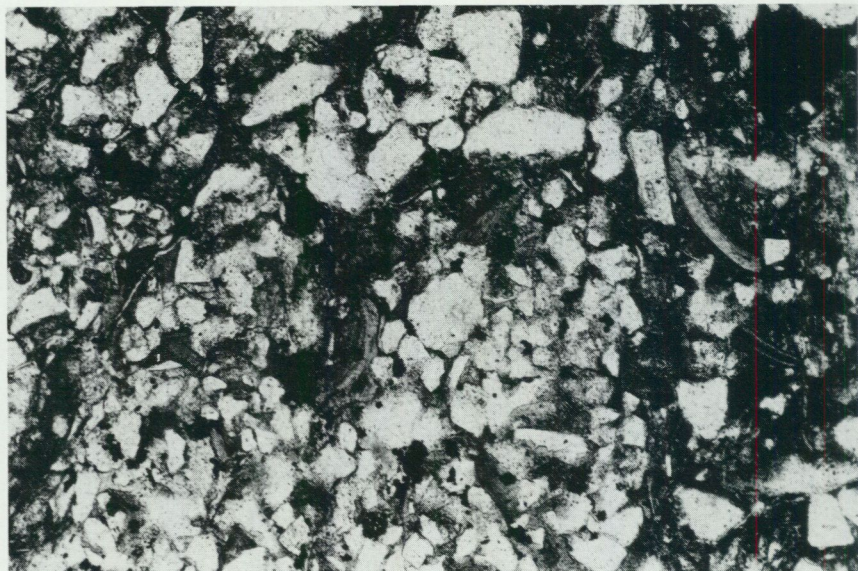


Fig. 44. Slipsnitt av Katslösalager i prov ur borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 4, 111.12–111.21 m (1c; 62071/13101). Foto Leif Carsrud. Bergartsbeskrivning (1 nic. X85): Dåligt sorterad fin-mellansand. Kornen är något kantiga och består av 80% kvarts, 5% fältspat, 5% muskovit, 5% fossilfragment samt glaukonit och zirkon. Mellanmassan utgörs av lermineral och små kvartskorn, cementet är järnkarbonat, pyrit m.m. Porositeten är 0%.

Katslösa beds at Rydebäck-Fortuna bore no. 4, 111.12–111.21 m. Fine, poorly sorted sand with angular grains of which 80% are quartz, 5% feldspar, 5% muscovite and 5% fossil fragments (1 nic. X85). The matrix is clay minerals and small quartz grains and the cement consists of iron carbonate and pyrite.

Ammoniter som indikerar zonerna med *Amaltheus margaritatus*, *Pleuroceras spinatum* och *Dactyloceras tenuicostatum* (övre pliensbach och undre aalen) har påträffats i Rydebäckssediment från Vilhelmsfältborrningen (4 km söder om Ängelholm). Dessa fynd och deras lägen i lagerföljden har diskuterats av Bölau (1959) och Norling (1972). Foraminiferer från Rydebäck-Fortuna-borrningarna nr 1 och 2 (Norling 1970, 1972) indikerar övre pliensbach, toarcium och aalen. Ostrakoder från ledets undre del i bormaterial från Öresund, utanför Sofiero (4a), indikerar övre pliensbach (Michelsen 1975). Bormaterial från Härslövs prästgård

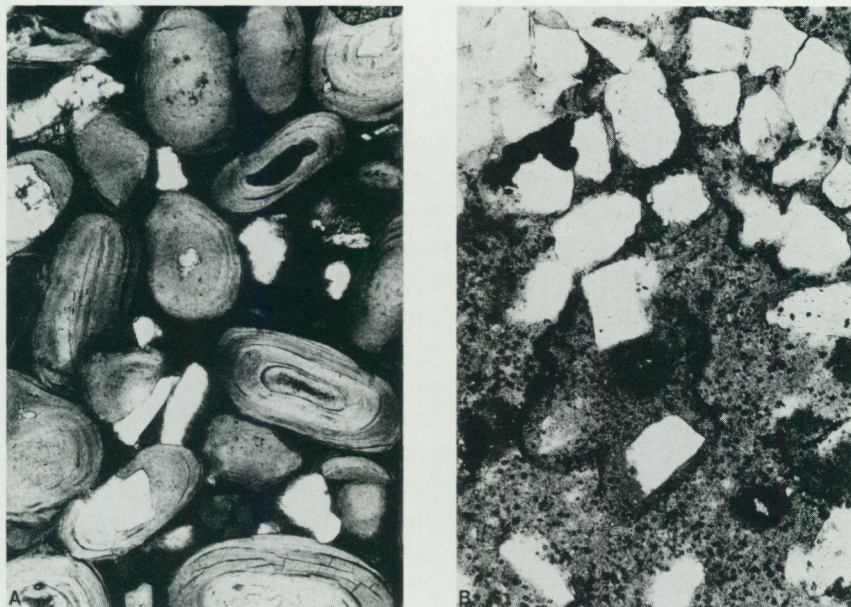


Fig. 45. Slipsnitt av Rydebäckslager i prov ur borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 1 (1c; 62082/13104). A, 24.6 m, B, 31.15 m. Foto Leif Carserud. Bergartsbeskrivning: A (1 nic. X60). Oolite med kantiga kvartskorn, en del av ooiderna har tydlig kvartskärna. Mellanmassan och cementet består av hematit. B (1 nic. X60). Finkornig, ganska välsorterad sandsten. 70% av kornen består av kvarts och 20% av fältspat samt en del zirkon. I nedre högra hörnet finns en avlång zirkon i ett runt svart område (ljusgård), vilket tyder på att zirkonen är radioaktiv. Mellanmassan består av lermineral av vilka en del är omvandlade till glimmer (de små svarta kornen). Porositeten är 1–2%.

Rydebäck beds in sample from Rydebäck-Fortuna no. 1. A, 24.6 m, B, 31.5 m. A (1 nic. X60). Oolites and angular quartz grains, some of the oolites have a quartz nuclei. B (1 nic. X60). Fine-grained, well sorted sandstone (70% quartz and 20% feldspar). The matrix consists of clay minerals and mica.

(0d) har litologiska likheter med Rydebäcksledets sediment. Tyvärr har inga fossil påträffats där, varför sedimentens stratigrafiska tillhörighet är osäker.

Ledet är representerat som ytberggrund längs ett smalt område, några hundra meter brett (lite mera än en kilometer brett i Rydebäckstrakten), mellan Rydebäck (1b) och Rönnebergatrakten (0e). Söder om detta område är ledet representerat på större djup. Rydebäckslager finns också utanför Sofiero i Öresund (Larsen et al. 1968; Michelsen 1975).

Fuglundalager

Fuglundalager har bl.a. behandlats av Tralau (1966, 1968), Norling (1972, 1982), Rolle et al. (1979), Gravesen et al. (1982). De benämndes tidigare Eriksdalslager (Tralau 1966, 1968). Men då santonisk (krita) Eriksdalsmargel (Erdmann 1873; Hägg 1940) fått sin beteckning tidigare än jurasedimenten vid Eriksdal har de senare döpts om till Fuglundalager (Sivhed 1984). Inom kartområdet har Fuglundalager endast påträffats i prov från borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 4 (1c; fig. 43). Troligtvis finns de representerade som ytberggrund inom ett område som sträcker sig från borrhplatsen och ned till kartbladets sydvästra del (Rönneberg; 0e). Söder om detta område överlagras de av yngre bergarter.

I borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 4 har Fuglundalagren en tjocklek av 28 m. Dess övre delar är troligtvis borteroderade då de här utgör ytberggrund. Då Fuglundalagren är mycket lösa har endast slamprov kunnat tas.

Fuglundalagren är cykliskt uppbyggda med en växling mellan leriga, sandiga, siltiga sediment och kolföltser. I Eriksdal, vid Sjöbo i sydöstra Skåne, är Fuglundalager blottade. Där har de en tjocklek av ca 100 m. Dess övre del (40 m) har där studerats i detalj och beskrivits av Rolle et al. (1979). De kom fram till att sedimenten avsattes i och i omedelbar närhet av ett delta. Vissa delar av lagerföljden, horisontellt lagrad sand med u-formade grävspår (*Diplocaterion*) efter ett maskformat djur, tyder på att sedimenten avsattes i ett tidvattenkontrollerat strandområde. Sedimenten har daterats till mellersta jura med hjälp av växtfossil (Tralau 1966, 1968). Enstaka foraminiferer har påträffats i material från borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 4, och de daterar sedimenten till yngre delen av äldre jura (Norling 1972). Då endast slamprov har tagits i denna del av borrhningen kan foraminifererna härstamma från nedrasat kvartärt material. I detta kan det t.ex. finnas Rydebäcksbergarter, omlagrade i kvartär tid.

Glassand

Fuglundalagren överlagras i sydöstra Skåne av Glassand (Tralau 1968; Norling 1972, 1980; Rolle et al. 1979). Inom kartområdet tolkade Norling (1972) en 53 m tjock, lös och kolförande sandsten vid Härslövs prästgård (0d) som Glassand. Materialet härrör från en linstötsborrning. I denna beskrivning tolkas ovanstående lagerföljd som Rydebäckslager. Båda

dessa tolkningar är emellertid osäkra varför kartbilden i detta område kan komma att förändras om och när nytt borrhmaterial kan erhållas därifrån.

Glassanden har i Eriksdal (i sydöstra Skåne) daterats till mellanjura (bath, Tralau 1968) med hjälp av växtfossil. Den bildades troligtvis i ett tidvattendominerat strandområde med strandrevlar och laguner (Rolle et al. 1979).

Glassanden har inte påträffats i Öresund

Anneroformationen

Anneroformationen introducerades av Norling (1982 a). Annero är en gård som ligger ca 2 km söder om Rydebäck (1c). Vid borring i detta område har sediment påträffats, som tillhör formationens två led, nämligen Fortunamärgeln och Fyledalsleran (Norling 1970, 1972, 1980; Norling & Skoglund 1977). Anneroformationens sediment indikerar marina förhållanden som gradvis övergår i en mera brackvattenbetonad miljö i formationens yngre del.

Fortunamärgel

Typprofilen för Fortunamärgeln är intervallet mellan 161.25 och 135.17 m i borrhkärnan från Rydebäck-Fortuna nr 5 (fig. 46; 1b; Norling 1970, 1972, 1981). Här stupar sedimenten mellan 60 och 90° åt söder. Sedimenten är grå och bruna till färgen. De består i huvudsak av fossilrika leror som delvis är sandiga och stundtals märgliga samt en ca 1 m tjock kalkstenshorisont. Kalkhalten (CaCO₃) varierar mellan 0 och 70% och porositeten mellan 7 och 16%. Borrningen avslutades i ett konglomerat med grå och rödbruna bollar i en lerig matrix. Eftersom borrningen avslutades i Fortunamärgeln och ingen annan borring inom kartområdet har penetrerat densamma känner vi inte ledets totala mäktighet eller underlag här. Troligtvis överskrider ledets mäktighet inte det genomborrade avsnittet med många meter.

Fortunamärgeln har daterats med hjälp av foraminiferer och ostrakoder (Norling 1972) till yngsta delen av mellersta jura och äldsta delen av yngre jura (bath, callov, oxford). Foraminifererna är kalkskaliga vilket indikerar marina förhållanden.

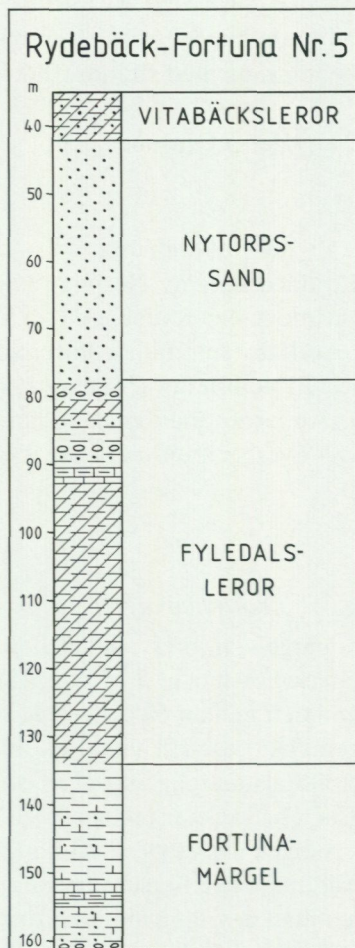


Fig. 46. Profil genom Fortunamärgel, Fyledalslera och Nytorps-sand i borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 5 (1b; 62070/13101).

Core section through the Fortuna Marl, Nytorp Sand and Vitabäck Clays in bore Rydebäck-Fortuna no. 5.

Inom kartområdet är Fortunamärgeln endast känd från borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 5. Troligtvis är ledet representerat söder om ett område mellan denna borrhning och någonstans i närheten av Rönneberga (0d, 0e). Det förekommer troligtvis också i Öresund.

Fyledalslera

Inom kartområdet har Fyledalsleran påträffats i intervallet mellan 78 och 135.17 m i bormaterial från borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 5 (fig. 46; Norling 1970, 1972, 1981). Där stupar sedimenten mellan 40 och 70° åt söder. De är i huvudsak blå, bruna och grå till färgen. Den undre och mellersta delen av lagerföljden består till övervägande del av lerstenar med tunna järnhaltiga horisonter. De översta 15 m är uppbyggda av brun och grå, delvis siltig, fet lera med konglomerathorisonter och tunna mörkliga och kalkiga avsnitt. De mörkliga partierna har en kalkhalt mellan 30 och 40%, medan huvuddelen av lersekvensen har en kalkhalt mellan 0 och några procent. Porositeten varierar mellan 3 och 15%. Fyledalsleran har också påträffats mellan 106 och 176 m i borrhningen vid Hilleshögssinstitutet (se s. 80). Även där stupar lagren kraftigt mot sydväst.

Fyledalsleran har daterats med hjälp av foraminiferer och ostrakoder till yngsta jura (oxford, kimmeridge). Vid övergången mellan Fortunamärgel och Fyledalslera ändrar foraminifererna karaktär från kalkskaliga till agglutinerade former. De senare tyder på brackvattenförhållanden medan de förra indikerar en marin miljö. Denna förändring kan tolkas som en uppgrundning av sedimentationsområdet.

Fyledalsleran har inom kartområdet endast påträffats i de båda ovan omnämnda borrhningarna. Sedimenten förekommer troligtvis även söder om en linje från denna borrhning och ned mot Rönneberga (0d, 0e). Fyledalsleran har också påträffats i bormaterial från Öresund (Larsen et al. 1968).

Nytorpssanden

Nytorpssanden har beskrivits av Norling (1970, 1972, 1980; Norling & Skoglund 1977). Typprofilen för Nytorpssanden är intervallet mellan 42.0 och 77.7 m i material från borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 5 (1c; fig. 46). Lagrens stupning är okänd. Kärnprov finns här endast från de undre 3 m av Nytorpssanden. Sedimenten är uppbyggda på följande sätt:

- 42.0–43.0 m Mörkgrå, lerig kalkhaltig sand
- 43.0–44.0 m Blågrå, lerig sand, rikligt med kolfragment
- 44.0–75.0 m Ljusbrun eller vit sand och mo med tunna kolhaltiga band
- 75.0–77.7 m Ljusbrun mosten med kolfragment, grå och lerig nedåt

Sanden består nästan uteslutande av kvartskorn. Kalkhalten varierar mellan 0 och 2%.

Ett ytterst begränsat fossilt material har påträffats i Nytorpssanden. Enstaka foraminiferer har påträffats som indikerar yngre jura (kimmeridge-portland). Megasporer förekommer också.

Eftersom marina fossil saknas i större delen av lagerföljden och då kolfragment och megasporer förekommer rikligt har sedimenten troligtvis avsatts i limnisk eller bräckt miljö. Nivåerna med foraminiferer (agglutinerade och kalkskaliga) indikerar troligtvis marina ingressjoner i avsättningsområdet.

Nytorpssanden har inom kartområdet endast påträffats i borrhningen Rydebäck-Fortuna nr 5 (fig. 46). Sedimenten förekommer troligtvis söder om en linje som sträcker sig från något norr om denna borrhning och ned mot Rönnebergatrakten. Nytorpssanden är täckt av yngre sedimentära bergarter inom större delen av sitt utbredningsområde.

Vitabäckslerorna

Vitabäckslerorna har beskrivits av bl.a. Hägg (1940), Christensen (1968) och Norling (1970, 1972, 1980). Inom kartområdet har Vitabäckslerorna påträffats i borrhningarna Rydebäck-Fortuna nr 2 och 5 (fig. 46, 47).

Sedimenten består av grå, gröna och bruna sandiga och moiga leror med en kalkhalt varierande mellan 7 och 12%. Sedimenten avsattes under omväxlande marina och limniska förhållanden.

Vitabäckslerornas basala del påträffades mellan 35 och 43 m i borrhmaterial från Rydebäck-Fortuna nr 5 (fig. 46). Övriga delar av Vitabäckslerorna saknas. De överlagras av kvartära sediment. Övre delen av Vitabäckslerorna har genomborrats mellan 100.9 och 106.7 m i Rydebäck-Fortuna nr 2. Borrhningen avslutades i Vitabäckslerorna som här överlagras av "wealdensediment" (underkrita).

Vitabäckslerornas totala mäktighet i Skåne är inte känd eftersom ingen fullständig profil genom lagerföljden har påträffats. I Ängelholmstråget har Vitabäckslerorna en mäktighet som varierar mellan 30 och 47 m. Där

överlagras de av kvartära lager varför deras totala mäktighet ej kan fastställas. Enligt Christensen (1968) har Vitabäckslerna en mäktighet som överstiger 70 m.

I material från Rydebäck-Fortuna nr 2 och 5 har ett ytterst begränsat fossilt material påträffats (1 ostrakodart och 2 foraminiferarter). Från andra områden har man emellertid ett artrikare fossilt material (ostrakoder och foraminiferer), med vars hjälp Vitabäckslerna har daterats till yngsta jura och äldsta krita (portland, berrias).

Inom kartområdet har Vitabäckslerna endast påträffats i borrhningarna Rydebäck-Fortuna nr 2 och 5. De förekommer troligtvis även söder om en linje som sträcker sig från något norr om dessa borrhningar och ned mot Rönnebergatrakten (0e). Man får dock räkna med att de kan ha denuderats i vissa lägen under krittid, t.ex. vid Hilleshögstinstitutet (fig. 47), där överkretaceisk sandsten vilar direkt på Fyledalsleran (kimmeridge). Vitabäckslerna är täckta av yngre sedimentära bergarter inom större delen av sitt utbredningsområde.

Krita

Tidigare arbeten har utförts av Brotzen (1942, 1944), Mohrén (1958), Oertli et al. (1961), Larsen et al. (1968) och Bjelm & Persson (1981).

Sedimentära bergarter av kritaålder har påträffats i kartområdets sydvästra del i Öresund. De är relativt dåligt kända inom kartområdet. I det område där krita bergarterna bildar ytberggrund är endast vissa delar av krita bevarad. De äldsta delarna av äldre krita (berrias, valangin och hauterive) och de yngsta delarna av yngsta krita (campan, maastricht) har med säkerhet kunnat dateras här. Foraminiferer har använts för datering (fig. 36). En förekomst av svart skiffer, påvisad vid brunnsborrning i södra delen av Fortuna (1b), kan misstänkas vara av aptålder. I Öresund har endast bergarter som tillhör övre krita påträffats (santon, campan, maastricht). I kartområdets sydvästligaste del, söder om förkastnings- och flexurzonen (FFZ), har bergarter från större delen av krita systemet kunnat spåras med hjälp av seismiska undersökningar (linje L 114). Omedelbart söder om kartområdets östra del (Billeberga, Södra Möinge) har bergarter av turonisk ålder påträffats vid brunnsborrning (Norling 1976). Större delen av krita systemets bergarter har troligtvis varit representerad i krita utbredningsområde inom kartområdet. I FFZ har emellertid stora rörelser skett i berggrunden. Dessa rörelser har resulterat

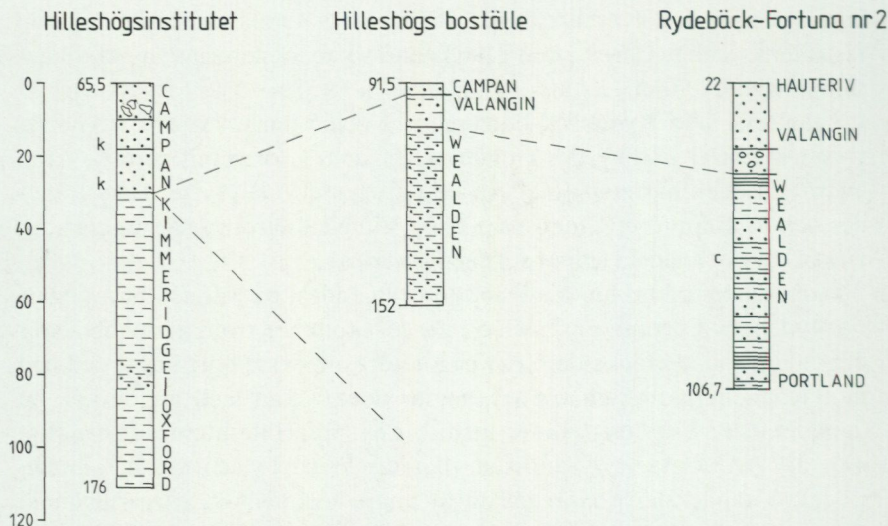


Fig. 47. Profiler (profil nr 7 på berggrundskartan) genom överjurassiska- och kritbergarter vid Hilleshögskolansinstitutet. (0c; 62035/13149), Hilleshögskolans boställe (0c; 62045/13138) och i borrhölet från Rydebäck-Fortuna nr 2 (1b; 62038/13090).

Section through Upper Jurassic and Cretaceous strata.

rat i att området ibland varit höjt över vattenytan och ibland nedsänkt under densamma. Då området varit upphöjt har tidigare bildade bergarter brutits ned och transporterats bort. Detta framgår klart vid en studie av kritbergarternas underlag. I borrhölet från Hilleshögskolansinstitutet (fig. 47; 62035/13149) och Öresund underlagras överkretaceiska sandstenar (campan i Hilleshög och santon?, campan i Öresund) av överjurassiska leror (Fyledalsleran). I Rydebäck-Fortuna nr 2 (fig. 47) genomborrades en lagerföljd med underkretaceiska sediment (berrias, valangin, hauterive) som vilar på den överjurassiska Vitabäcksleran. Vid Hilleshögskolans boställe (fig. 47; 62045/13138) och Vadensjö (0d) vilar överkretaceiska sediment (campan) på underkrita (valangin). Koordinaterna för borrhölet vid Hilleshögskolansinstitutet och Hilleshögskolans boställe anges här eftersom en tidigare sammanblandning av de båda borrhölet har skett (Brotzen 1942, 1944; Oertli et al. 1961).

Gränsen mellan jura- och kritsystemen är inte klart definierad i Skåne. Antingen finns den i Vitabäcksleran eller i de moiga och leriga lager ("wealdensediment") som överlagras dem.

Underkrita

Inom kartområdet överlagras Vitabäckslerorna, i de fall då de inte utsatts för denudation, av "wealdensediment". Wealden är en faciesbeteckning för den undre kritans terrigena bildningar, som innehåller fossila växter och sötvattensmollusker. I Rydebäck-Fortuna nr 2 (fig. 47) har 54.1 m "wealdensediment" genomborrats (46.8–100.9 m). De avgränsas här nedåt av Vitabäcksleror och uppåt av marina underkretaceiska sediment (valangin). Lagerföljden kännetecknas av snabba faciesväxlingar: 1–7 m tjocka, mörkgrå, ljusgrå och brunaktiga lerstenar och skiffrar är växellagrade med ungefär lika tjocka lager av ljusgrå till ljusbrun okonsoliderad mo. Vid 69.97–70.08 m genomborrades en kolflöts. Lagren stupar 35–40° åt sydväst. Borrningen avbröts på ett djup av 106.7 m där artesiskt vatten påträffades. "Wealdensediment" har också påträffats vid borrhningsarbete i Glumslövstrakten. Ingen säker datering av "wealdensedimenten" har skett, men man kan på goda grunder misstänka att de är av äldsta krit-ålder (berrias). Det är också möjligt att gränsen mellan krita och jura finns i denna lagerföljd.

"Wealdensedimenten" överlagras av marina underkretaceiska lager som har genomborrats vid Hillehögs boställe (valangin), Vadensjö (valangin) och Rydebäck-Fortuna nr 2 (valangin, hauterive). I Rydebäck-Fortuna nr 2 har de en tjocklek av 24.8 m (22.0–46.8). Sedimenten består där av glaukonitisk, delvis lerig, okonsoliderad mo och sand med kol och växtfragment. De överlagras av kvartära sediment. En rik foraminiferfauna som påträffats daterar sedimenten till äldre krita (valangin, hauterive). Foraminifererna, som är marina organismer, tyder på att en transgression har skett efter det att "wealdensedimenten" avsattes.

Campan

I de delar av kartområdet där den marina underkritan har påträffats relativt nära markytan (ned till ca 100 m), överlagras den av den likaså marina Lundasandstenen (campan). I dessa områden är berggrunden störd av förkastningar (FFZ på berggrundskartan). I området söder om förkastningszonen, vid kartbladsgränsen, har kretaceiska sediment spårats med hjälp av seismiska mätningar (linje L 114). Där finns troligtvis större delen av kritan bevarad. Underkritan och överkritan t.o.m. campan har en sammanlagd tjocklek av ca 1 100 m. Lundasandstenen har



Fig. 48. Slipsnitt av Lundasandsten ur borrmaterial från borrhningen vid Hillehögstinstitutet (0c; 62045/13138), 80 m. Foto Leif Carsrud. Bergartsbeskrivning (1 nic. X85): En måttligt sorterad sandsten (kalkarenit) med subangulära kvartskorn och fossilfragment i en calcitisk mellanmassa. Kalciten är omkristalliserad. Porositeten är 0%. Troligtvis avlöses ovan nämnda sedimenttyp av lager med hög porositet, vilka saknar en calcitisk mellanmassa.

Lund Sandstone from a depth of 80 m in a boring at Hillehögstinstitutet. A calcarenite with subangular quartz grains and fossil fragments.

en sammanlagd tjocklek av ca 400 m och påträffas på ett djup mellan ca 650 m och 1 050 m.

I förkastningszonen har Lundasandstenen genomborrats på ett djup mellan 65 och 106 m vid Hillehögstinstitutet. Den överlagras av kvartära lager och underlagras, som tidigare omnämnts, diskordant av Fyledalsleran. Lundasandstenen (fig. 47, 48) är i övre delen av borkärnan (68–83 m) delvis konglomeratiskt utbildad. Den är mycket lös och innehåller block av rätisk och jurassisk ålder. Talrika belemnitfragment har påträffats i konglomeratet. I den undre delen (83–106 m) är Lundasandstenen kalkig. Lagren stupar ca 45° åt sydväst. Vid Nyhem (omedelbart söder om kartområdet, 2 km söder om Säby; 0d) har Lundasandstenen påträffats på ett djup mellan 630 m och 1 020 m (Bjelm & Persson 1981).

Sedimenten är där sandiga och siltiga. De är finkornigare än vid Hilleleshög.

I Öresund har en ca 90 m tjock lagerföljd genomborrats. Den har daterats med hjälp av foraminiferer till campan och yngsta delen av santon. Sedimenten består där av grå till grågröna, övervägande osorterade, sandiga och leriga siltstenar. Vissa horisonter är grusiga. Kalkinnehållet varierar mellan 5% och 55% med ett genomsnitt på 30%. Det grova material som Lundasandstenen består av och det faktum att marina organismer har påträffats i densamma tyder på att den bildats i närheten av ett strandområde. Då sedimenten till övervägande del är osorterade kan man dra den slutsatsen att sedimentationen har skett mycket snabbt. Troligtvis har området varit tektoniskt aktivt. Dels kan landområdet, där materialet i sedimentet härstammar ifrån (i nordost), ha höjts och dels kan avsättningsområdet ha sjunkit vid tiden för Lundasandstens bildande.

Då Lundasandstenen är finkornigare vid Nyhem än vid Hilleleshög kan man förmoda att vi här befinner oss närmare en campanisk strandlinje än vid Nyhem. Landområdet var i nordost. En annan teori är att sedimenten transporterades ut i havet via floder på land. Grövre sediment avsattes då som koner vid flodmynningarna och finkornigare material mellan dem. Som ovan nämnts avsattes även finkornigare material längre ut i avsättningsområdet.

Maastricht

Lundasandstenen överlagras, i de fall då den inte bildar ytberggrund, av leriga och kalkiga sediment. Dessa har daterats med hjälp av foraminiferer, belemniter, sjöborrtaggare och andra fossilgrupper till allra yngsta krita (maastricht). Inom och utom kartområdet har olika delar av dessa sediment genomborrats. Av stort intresse är en rad borrhinar som utförts för Landskrona kommun omedelbart söder om kartområdesgränsen (Norling 1976) från Borstahusen (0c) via Nyhem (utanför kartområdet) till Tullstorp (0d; Brotzen 1942; Norling 1976; Bjelm & Persson 1981). Sediment av maastrichtålder har också indikerats vid seismiska undersökningar (linje L 114) i kartområdets sydvästligaste del. Här påträffas maastrichtsedimenten på ett djup av ca 100 m. De har fullt utvecklade en uppskattad tjocklek av 550 m. Maastrichtsediment har också genomborrats i Öresund. I sin översta del, som är ca 300 m tjock, består de av vita,

gulvita, ljusbruna eller ljusgrå finkorniga och mjuka kalkstenar som benämns skrivkrita. Skrivkritan kan karaktäriseras som en ren, vit och lös kalksten av övervägande organiskt ursprung, bildad av bl.a. foraminifer-skal (fig. 36), bryozofragment (fig. 37), kokosfärer och kokkoliter. Ett antal flinthorisoner som kan följas mellan olika borrhål förekommer i denna del av lagerföljden (Norling 1976). Flinthorisonerna har bildats vid förkislingsprocesser i sedimentet efter det att de avsattes. Sand och lerinblandning i skrivkritan förekommer också. I skrivkritan har gränsen mellan övre och undre maastricht fastställts med hjälp av foraminiferer. Undre delen av lagerföljden är uppbyggd av mer eller mindre sandiga lerstenar med glaukonit. Denna del av lagerföljden tyder på mera kustnära förhållanden medan sedimenten i den övre delen troligtvis är bildade längre bort från en tidigare strandlinje.

Tertiär

I kartområdets allra sydligaste del, på Ven och i Öresund, överlagras skrivkritan av dankalksten. Dankalkstenen är daterad med hjälp av olika fossilgrupper till äldsta tertiär (dan). Inom kartområdet har den daterats med hjälp av foraminiferer (fig. 36). Vissa foraminiferer var vanliga både i maastricht och dan, t.ex. *Cibicides voltziana* och *Osangularia lens*, medan andra dog ut vid gränsen mellan maastricht och dan, t.ex. *Buliminella laevis* och *Guembelina striata*.

Omedelbart söder om kartområdet (från 0 till några hundra meter) har dankalksten genomborrats på ett flertal platser (Brotzen 1942, Norling 1976). I detta områdes västligaste del har den en maximal, delvis uppskattad, tjocklek av ca 100 m. Denna tjocklek torde vara den maximala även inom kartområdet. Eftersom lagren stupar åt sydväst och då dankalkstenen är den yngsta bergarten inom kartområdet, minskar lagrens tjocklek åt nordost beroende på denudation under tertiär och kvartär tid. Gränsen för dess utbredning norrut går längs en linje mellan Säby (0d)–Hildesborg (0c)–Ålabodarna (1c).

Undre och mellersta delen av dan har identifierats. Den undre delen är ca 35 m tjock. Av den mellersta delen, som fullt utbildad är ca 100 m tjock, har de undre 65 m kunnat urskiljas (Norling 1976).

Danbergarterna är till stor del uppbyggda av bryozoer (fig. 37). Om bryozoerna är någorlunda hela och inbäddade i kalksten kallar man bergarten för bryozokalk. Är däremot större delar av bryozoerna löst anho-

pade med obetydligt bindmedel benämnes bergarterna bryozosand. Bryozoerna härstammar troligtvis från lokala ansamlingar av bryozoer (bryozorev), vilka har utsatts för erosion varvid bryozoerna har omlagrats.

Bergarterna i undre dan är uppbyggda av bryzosand och kritartad bryozokalk, medan de i mellersta delen av dan består av mjuk och hård bryozokalk. Här förekommer flintlager och flintbollar vilka kan följas i material från de olika borrhningarna.

Seismiska undersökningar

AV

ULF SIVHED

Seismiska undersökningar har utförts vid ett flertal tillfällen inom kartområdet. Syftet med undersökningarna har varierat från anläggningsgeologi till oljeprospektering. Reflektions- och refraktionsseismiska metoder har använts. De seismiska profilernas sträckning inom kartområdet redovisas på berggrundskartan. De olika undersökningarna redovisas nedan i kronologisk ordning.

1964 påbörjades seismiska undersökningar i Öresund, mellan Helsingborg och Helsingör. Undersökningen utfördes omedelbart före kärnbranning i samma område. Syftet var att klargöra botten- och grundförhållanden i avvaktan på ett eventuellt bro- eller tunnelbygge mellan de båda städerna. Resultatet av undersökningarna redovisas av Larsen et al. (1968). I detta arbete redovisas de seismiska undersökningarna genom angivande av berggrundens stupningsriktning och belopp (se fig. 49). Berggrunden stupar i huvudsak åt sydväst. En antiklinalliknande struktur som stryker i nordväst-sydostlig riktning registrerades i havet i höjd med Helsingborgs norra del.

1971 genomfördes reflektionsseismiska mätningar längs tre linjer (L 102, L 104, L 114) i kartområdets södra del. Mätningarna utgör en mindre del av en större seismisk undersökning som ingick i OPAB:s (Oljeprospektering AB) oljeprospekteringsprogram. Mätningarna utfördes av

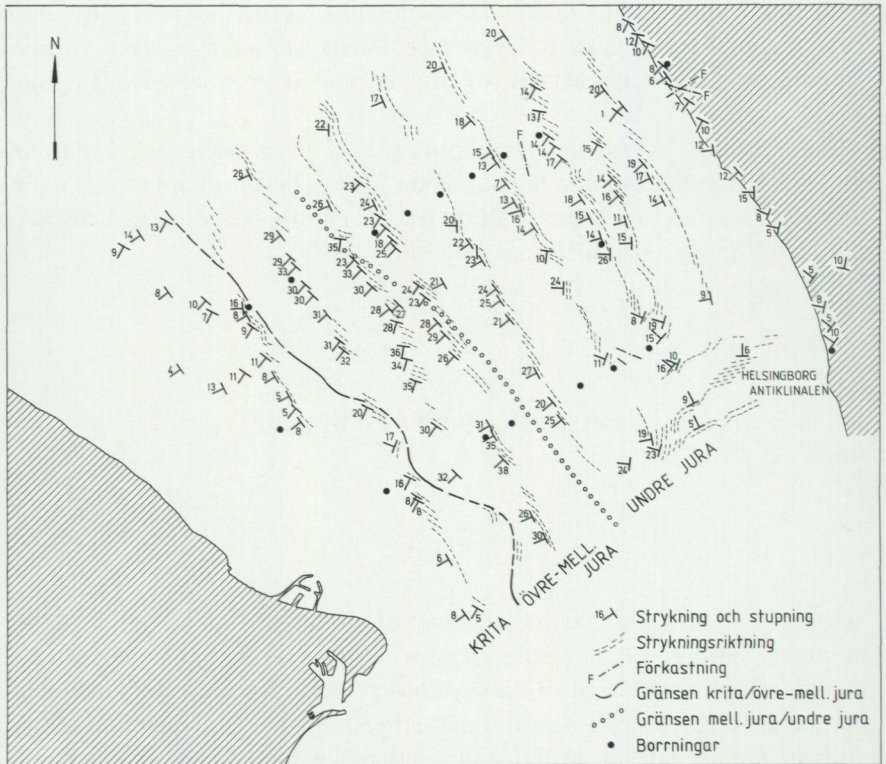


Fig. 49. Lägen av förkastningar och geologiska strukturer som registrerats vid geofysiska undersökningar mellan Helsingborg och Helsingør (3a; efter Larsen et al. 1968).

Bore sites and geological structures in the area between Helsingborg and Helsingør.

CGG (Compagnie Générale de Geophysique). Den seismiska profilen L 114 löper förbi Norrevång (beläget ca 13 km söder om kartområdet) och Nyhem (beläget omedelbart söder om kartområdet). Vid Norrevång har en djupare borrning utförts, varvid urberget påträffades på ett djup av 2 088 m. Vid Nyhem har också en djupare borrning utförts. Den avslutades på ett djup av 1 085 m efter att sedimentbergarter av dan- och yngre kritålder hade genomborrats. Vissa nivåer kan följas i den seismiska profilen, t.ex. urbergssytan och Lundasandstenen. Urbergssytan kan följas i hela profilen från Norrevång och in på kartområdet, medan övriga nivåer blir svårtolkade efter några kilometer in på kartområdet. I profi-

lerna L 102 och L 104 är mätresultaten inom kartområdet så dåliga att ingen tillförlitlig tolkning har kunnat göras.

Under 1978 genomförde OPAB ett ganska omfattande seismiskt program i nordvästra Skåne. CGG utförde undersökningarna med minisose-teknik längs vägnätet. Vid denna teknik används en vanlig bensin-driven jordstamp för att sända ut stötvågor i stället för den mera konventionella metoden där dynamit används. Undersökningen genomfördes främst i den norra delen av kartområdet. En profil som sträcker sig i nord-sydlig riktning genom kartområdet längs riksväg 107 (mellan Landskrona och Åstorp) utfördes också.

Det erhållna resultatet ger en god bild av de olika strukturerna i den keno- och mesozoiska berggrunden. Vid undersökningen bedömdes en nivå, som kan följas över hela kartområdet, ha en gånghastighet av 6 000 m/s. Denna gånghastighet är typisk för urberget eller kambrisk kvartsitisk sandsten. Troligtvis är hastigheten felaktigt bedömd. Urberget och sandstenen måste ligga djupare, och det som registrerats är åtminstone i vissa fall paleozoisk skiffer. Detta ställningstagande styrks av den seismiska profilen 1/82 (se nedan och fig. 50).

Paleozoisk (silurisk) skiffer bildar ytberggrund i kartområdets sydöstra kant. Vid Ödåkra (4c), söder om Allerum (4b) och vid Kropp (4c) har ett lager med gånghastighet uppemot 5 000 m/s registrerats på ett djup mellan 250 och 450 m. Lagret har en tjocklek som varierar mellan 100 och och kan tolkas som paleozoiska sedimentbergarter. De överlagras av trias- och jurabergarter.

I lagerföljden fungerar vissa horisonter som goda reflektorer. Exempel på detta är flötsavsnittet i rät i vissa delar av kartområdet. I Kågerödsformationens bergarter påträffas också fina reflektorer vilka troligtvis speglar övergångar mellan leriga och mera grovkorniga partier (fig. 50).

De seismiska profilerna ger en bild av en ganska plant liggande berggrund i det undersökta området. Denna flacka bild störs av att bergarterna på sina ställen är genomsatta av förkastningar, t.ex. väster om Allerum (4b), där det finns språnghöjder på ca 100 m. Ett annat och mycket markerat exempel är förkastnings- och flexurzonen (FFZ) i kartområdets sydvästra del. Vid studiet av den seismiska profil som löper genom FFZ framgår det tydligt att vi har en flexur som är förkastad (se Bergström et al. 1982; fig. 37). Registreringen i själva förkastningszonen är svårtolkad då vi har att göra med stora språnghöjder inom korta avstånd och dessutom det faktum att lagerföljden lutar.

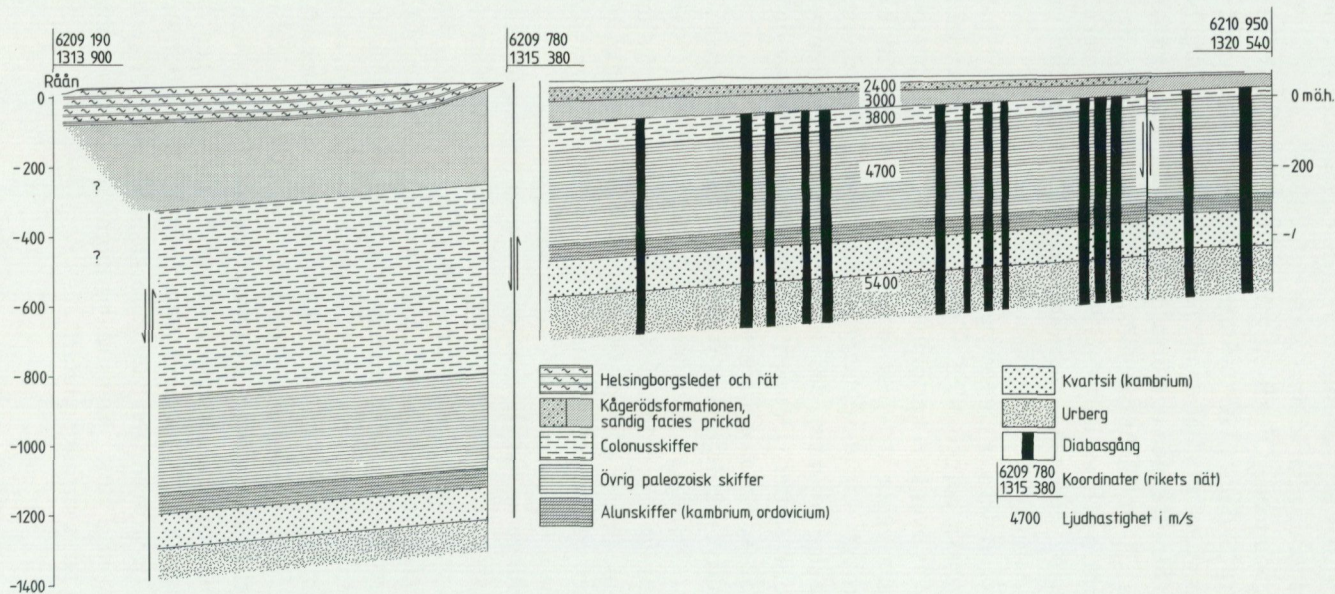


Fig. 50. Refraktionsseismiska profilen 1/82 som sträcker sig mellan Råån, väster om Fjärrestadtorp (1c) och en plats på väg 110, belägen 800 m norr om Rosersberg (2e), linje 6 på berggrundskartan.

Refraction seismic profile no. 1/82 between Råån west of Fjärrestadtorp (1c) and 800 m north of Rosersberg (2e).

1982 utfördes en refraktionseismisk profil (profil nr 6;1/82; fig. 50) mellan Råån ca 500 m norr om Kvistofta kyrka (1c) och en punkt vid väg 110 ca 800 m norr om Rosersbergs gård (2e). Arbetet utfördes av SGU (Bo Wällberg, Agne Bern och Mikael Erlström). Syftet med undersökningen var främst att kontrollera den seismiska profilen MCA 78-20 (OPAB). Dessutom erhöles en kompletterande bild av berggrunden inom kartområdet.

Den seismiska profilen 1/82 ligger ganska tätt intill profil L 102 som den dessutom korsar. Profil L 102 kunde inte tolkas tillfredsställande, vilket däremot var fallet med profil 1/82.

Profil 1/82 styrker misstanken om att betydande mäktigheter av paleozoiska sedimentbergarter underlagrar de mesozoiska lagren, åtminstone i vissa delar av kartområdet. Profilen ger också en uppfattning om de yngre sedimentens mäktigheter och ljudhastigheter. Vid tolkningen av 1/82 har hänsyn tagits till de paleozoiska sedimentbergarternas mäktighet i andra områden. Som exempel kan nämnas att den understa reflektorn som erhöles vid undersökningen har tolkats som toppen av en kambrisk kvartsitisk sandsten. Hänsyn har sedan tagits till den kambriska sandstensens mäktighet i andra områden, varefter en förmodad urbergsyta har lagts in. Gånghastigheten i urberg och kambrisk sandsten bedöms ganska lika. Likaså finns ingen reflektor som indikerar någon övergång mellan siluriska och ordoviciska sedimentbergarter då dessa litologiskt sett är ganska lika.

I den östra delen av profilen finns en reflektor som kan tolkas som colonusskiffrens (silur) undre gräns. Man har skäl att anta att colonusskiffrens understa del utgörs av mera grovkorniga sediment (Odarslövs-skiffer) vilka kan ge upphov till en reflex. Man bör dock reservera sig något mot detta antagande genom att påpeka att dylika horisonter kan uppträda på olika nivåer i colonusskiffern. Gränsen mellan colonusskiffer och Kågerödssediment är känd genom borring i profilens (1/82) östligaste del. I profilen får vi en klar registrering av denna gräns. I Kågerödslager har två hastigheter registrerats. Dessa hastigheter representerar troligtvis sandiga respektive leriga lager.

Två förkastningar har registrerats i profilen med hjälp av seismik. Den västligaste förkastningen i fig. 50 är enbart indikerad med hjälp av gravimetri. Förkastningen mitt i profilen ligger ca 500 m öster om profilens skärning med väg 107. Den undre reflektorn är förkastad ca 650 m, medan den reflektor som representerar Kågerödslagrens underyta endast

är förkastad ca 150 m. Detta indikerar att rörelser har skett vid olika tillfällen och i olika riktningar i förkastningen. I den östligaste förkastningen är det östligaste blocket uppförkastat ett tiotal meter i jämförelse med det västliga.

Tektonik

AV

ULF SIVHED

Paleozoisk tektonik

Från kambrium och fram till mellersta silur var sedimentationen i området ganska monoton. Detta tyder på relativt stabila förhållanden, d.v.s. att inga större berggrundsrorelser skedde under denna tidsrymd. Ett undantag får emellertid göras. I området norr om Höganäs (norr om kartområdet) är de underordoviciska bergarterna betydligt tjockare än motsvarande bergarter i övriga delar av Skåne. Dett kan tyda på en lokal nedsänkning av avsättningsområdet i äldre ordovicium. Om en motsvarande nedsänkning har skett inom kartområdet är svårt att avgöra då kännedomen om de ordoviciska bergarterna här är ytterst begränsad.

I yngre silur avsattes de sediment som bygger upp colonusskiffern. De påträffas idag i en trågformad struktur, colonusskifferträget. Detta tråg utbreder sig i nordväst-sydostlig riktning genom Skåne. Dess sydgräns sammanfaller troligtvis delvis med Romeleåsenförkastningen (FFZ på berggrundskartan) och dess nordgräns med Kullen-Ringsjön-Andrarum-förkastningen (se Bergström et al. 1982).

Colonusskiffern avsattes snabbt under en relativt sett kort tidsrymd. Detta faktum tillsammans med förekomsten av grövre material (siltsten) i skiffern indikerar rörelser dels i avsättningsområdet och dels i omgivande områden. Sedimentära strukturer i skiffern tyder på transportriktningar från nordväst-väst mot sydost-öst (M. Lindström 1960). Colonusskiffern har en uppskattad mäktighet av ca 550 m inom kartområdet, medan resterande (äldre) siluriska skiffrar har en uppskattad mäktighet av endast ca 100 m. Sedimenten som bygger upp colonusskiffern avsattes under en tidsrymd av ca 5 miljoner år, medan de övriga siluriska sedimenten avsattes under en tidsrymd av ca 25 miljoner år. Detta ger vid handen att de sediment som bygger upp colonusskiffern avsattes med en genomsnittshastighet av ungefär 0.4 mm/år, medan de övriga siluriska sedimen-

ten avsattes med en hastighet av ungefär 0.01 mm/år. Då har man antagit att sedimenten har kompakterats till ca 30% av ursprunglig tjocklek. De ovan angivna avsättningshastigheterna får anses vara mycket ungefärliga.

Inom kartområdet har inga sedimentära bergarter mellan Kågerödsformationen och colonusskiffen påträffats. Vi har med andra ord en ganska stor lucka i lagerföljden mellan övre silur och undre trias. Under motsvarande tidsrymd utsattes området för en omfattande tektonisk påverkan. I samband med bildandet av diabasgångarna under yngre karbon-äldre perm utsattes området för en omfattande sträckning (tension) med krafter som verkade i nordost-sydvästlig riktning (Bölauf 1959). En uttänjning av området med, grovt uppskattat, 10% skedde. I samband med diabasgångarnas bildande kan den veckning ha skedd som M. Lindström (1960) bl.a. beskriver från Rönnap.

I området nordost om en ungefärlig linje mellan Norra Vram och Kullen förekommer enligt Bölauf (1959) inga eller högst obetydliga rester av paleozoiska sedimentbergarter. Enligt Bölauf har vi här en variskisk (karbon-perm) denudationsgräns. Erosion har enligt Bölauf skett norr om denna gräns beroende på en upphöjning av den Baltiska skölden. Längs och vinkelrät mot den variskiska denudationsgränsen har det sedan ägt rum tektoniska rörelser vilka inleddes med den saxoniska fasen (mellersta perm). Mot Bölaufs teori må anföras att vi i området söder om och eventuellt även i förkastnings- och flexurzonen (FFZ på berggrundskartan) saknar paleozoiska sedimentbergarter, vilket är ett tecken på att området söder om FFZ varit upphöjt och utsatts för denudation någon gång under yngre paleozoikum och äldre mesozoikum. Detta faktum gör att Bölaufs modell blir mindre hållbar. Det bör nämnas att man inte kände till att paleozoiska sedimentbergarter saknas i det ovan nämnda området då Bölaufs uppsats publicerades.

Faktum kvarstår att området norr om FFZ och söder om nordgränsen för de paleozoiska sedimentbergarterna (norr om kartområdet) troligtvis var nedsänkt och skyddat mot erosion under vissa delar av tidsintervallet mellan det att colonusskiffens och Kågerödsformationens sediment avsattes. Detta medför att paleozoiska bergarter är bevarade här. Området norr om utbredningsområdet för de paleozoiska bergarterna och söder om FFZ utsattes för erosion, vilket fick till följd att inga paleozoiska bergarter finns bevarade där (se fig. på berggrundskartan).

I den seismiska profil (fig. 50) som löper från Råån (1c) genom Fjärrestadtorp (1d) mot Rosersberg (2e) har en större förkastning påvisats ca 1

km öster om Fjärrestadtorp. Förkastningens språnghöjd är 650 m räknat på nivåskillnaden mellan den kambriska sandstenen på ömse sidor om förkastningen. Om man däremot räknar på nivåskillnaderna vid gränsen mellan colonusskiffer och Kågerödslager så är förkastningsbeloppet bara 170 m. Detta innebär att rörelser har skett där vid minst två tillfällen, dels någon gång under tidsrymden mellan det att colonusskiffers och Kågerödsformationens sediment avsattes och dels någon gång efter det att Kågerödsformationens sediment avsattes. Förkastningen stryker i NN-lik riktning. En ganska stor förkastning har också indikerats i samma profil vid Råån, norr om Kvistofta kyrka. Tolkningen av denna förkastning bygger till största delen på gravimetriska data. Denna förkastning, den tidigare omnämnda och eventuellt några förkastningar till, fortsätter i nordvästlig riktning genom Helsingborg och upp förbi Kulla Gunnarstorp. Denna riktning sammanfaller med riktningen för vissa diabasgångar i Skåne (se t.ex. Bergström et al. 1982). Vissa förkastningar i södra Öresund har samma riktning. Dessa uppvisar sitt största belopp i paleozoiska bergarter. De slår emellertid även igenom yngre bergarter (Baartman & Christensen 1975).

I gravimeterkartan kan ett eventuellt tvärtråg antydast. Det löper i så fall från Helsingborgs norra del (2c) i riktning mot Hyllinge (4d). Rörelser i samma riktning finns dokumenterade i Öresund utanför Helsingborgs norra del och längs kusten norr om Helsingborg. Även i Helsingborgs södra del finns indikationer på ett sådant tvärtråg.

Mesozoisk tektonik

Under trias och jura utsattes Nordvästeuropa för en kraftig tension vilken påverkade geologin inom kartområdet. Ett exempel på detta är landskapets markanta relief i Kågerödstid. Tensionen fick till följd att berggrunden sjönk i vissa områden med trågbildning som följd. Ett sådant tråg är Ålborgstråget (Banke-Rasmussen 1978) som troligtvis fortsätter in i Skåne. Trågets sydgräns i juratid sammanfaller då med Romeleåsenförkastningen. Efterhand som berggrunden sjönk i tråget avsattes där mera sediment än i områdena utanför tråget. I själva tråget har rät- och jurabergarterna en maximal tjocklek av ca 650 m (inom kartområdet), medan likåldriga bergarter utanför (söder om) tråget endast har en tjocklek som varierar mellan 100 och 200 m. Det bör emellertid påpekas att rät- och jurabergarterna i området söder om Romeleåsenförkastning-

en inte har daterats med hjälp av fossil, varför man inte kan avgöra t.ex. erosionens inverkan under och efter juratid. Åldersbedömningen är enbart grundad på bergarternas sammansättning. Kågerödsbergarterna har ungefär samma sammansättning och tjocklek på båda sidor om förkastningszonen vilket kan tyda på att det eventuella trågets förmodade sydgräns inte utbildats förrän efter det att Kågerödssedimenten hade avsatts. Insjunkningen av tråget skedde med en varierande intensitet under olika tidpunkter. Detta medförde att perioder med kraftig insjunkning avlöstes av lugnare. Vid perioder med kraftig insjunkning fick omgivande området en hög relief vilket resulterade i att stora mängder material transporterades ut i avsättningsområdet. Grova bergarter bildades, t.ex. Bose-rups- och Fleningesandstenarna. Det cykliska förlopp som speglas i de rätiska och jurassiska sedimentbergarterna och som beskrivits av Troedsson (1951) kan vara ett resultat av dessa rörelser. Det bör även påpekas att området påverkades av globala transgressioner och regressioner samtidigt som berggrunden sjönk i relation till omgivningen. De ovan beskrivna rörelserna har beskrivits som kimmeriska (Börlau 1973b, Norling 1982) och initierade bildandet av Söderåsen.

Under yngsta jura och äldsta krita kolliderade den afroarabiska kontinentplattan med den europeiska, vilket förorsakade en kompaktion av berggrunden som kan ha fortplantat sig norrut genom Europa (Pegrum 1984). Kompaktionen utmynnade bl.a. i de kraftiga rörelser som skedde inom kartområdet under yngsta krita. Då höjdes området norr om Romeleåsenförkastningen. Denna höjning fick till följd att material från det upphöjda området transporterades ut och avsattes i och utanför förkastningsbranten och gav upphov till Lundasandstenen. De tektoniska rörelserna under krittiden skedde längs de zoner som varit aktiva under äldre tider. Det har t.ex. förmodats att colonusskiffertrågets sydgräns sammanfaller med Romeleåsenförkastningen (Bergström et al. 1982).

Nivåskillnaden mellan likåldrig berggrund på ömse sidor om Romeleåsenförkastningen är högst betydande inom kartområdet. Räknet på jurans överyta får man en nivåskillnad på ca 2 000 m. Man bör då ta i beaktande att vi har äldre jurasediment på norra sidan om förkastningen och odaterad jura på södra sidan. De mellan- och överjurassiska bergarterna i själva förkastningszonen har ej medräknats. Om man räknar på Kågerödsbergarternas överyta får man ungefär samma resultat. De rörelser som skedde under krittid och som accentuerades under yngre krita var som synes högst betydande. Dessa rörelser gav troligtvis upphov till

de förkastningar som slår igenom den övriga berggrunden inom kartområdet. Dessa rörelser skedde troligtvis längs äldre zoner som påverkats tektoniskt under tidigare skeden. Troligtvis härrör Söderåsens nuvarande utformning från denna tid. Ett exempel på en äldre rörelsezona som återaktiverades är förkastningen öster om Fjärrestadtorp (fig. 50), där nivåskillnaden mellan Kågerödsbergarternas underyta indikerar rörelser efter det att Kågerödssedimenten avsatts samtidigt som betydande rörelser har skett före Kågerödstid. Troligtvis förorsakade kompaktionen även den stundtals undulerande berggrundsytan som vi har inom kartområdet. I vissa lägen, t.ex. vid Sireköpinge (0e) går paleozoiska bergarter i dagen i en svagt antiklinalliknande upphöjning. Vid Skromberga däremot går jurabergarter i dagen i en grund synklinal som omges av Kågerödsbergarter (fig. 28; sist i boken).

Det bör påpekas att Börlau (1973b) betraktade Romeleåsenförkastningens förlängning in på kartområdet som rena fantasifostret. Detta visar hur den geologiska modellen förändras efterhand som nya data blir tillgängliga.

Historisk återblick över bergarternas praktiska användning

AV

ULF SIVHED

Stenkol och lera har under en lång följd av år varit föremål för ekonomiskt intresse i Nordvästskåne. Gruvdriftens utveckling fram till 1812 har beskrivits av Clemensson (1953, 1958, 1963, 1973). Clemensson avled emellertid innan han hann fullfölja sina intentioner att beskriva gruvdriftens utveckling fram till våra dagar. Erdmann (1911–15), beskrev gruvdriftens utveckling fram till 1911 och Mohrén 1958 redogjorde i detalj för Helsingborgstraktens geologi. I de ovan nämnda uppsatserna finns en detaljerad historisk genomgång av gruvdriftens historia. Dessutom innehåller de ett flertal kartor som visar de exakta lägena för de olika gruvorna. Av denna anledning rekommenderas den intresserade läsaren att ta del av dessa uppsatser. En detaljerad karta över de olika schakten i Helsingborgs norra del har publicerats av Mohrén (1958).

Den första notisen om kol i Skåne finns i den kungliga skrivelsen (Fredrik II) av den 26 juni 1571 ställd till länsmanen i Helsingborg Oluf

Mouritzen Krognos. I denna skrivelse anges att bergmästare Melchior Huscher har funnit stenkol vid Helsingborg ("att hannd haffuer fundet Steen Koel, hart huoesse helsingborg"). Kolet påträffades omedelbart norr om staden. Huscher fick tillstånd att bryta kol men det är inte känt om han bearbetade fyndigheterna. Han får här ståta med äran att vara den förste som upptäckte de skånska stenkolen. Detta är troligtvis inte hela sanningen eftersom man kan förmoda att Ortsbefolkningen känt till stenkolsförekomsten på ett tidigare stadium och då utnyttjat kolet vid t.ex. smidesarbete.

År 1581 träder en ny person in på den skånska "kolscenen", nämligen den meissenska bergsgesällen Christoffer Schonewalde. Han antogs 1581 av den danska kronan med uppgift att tjänstgöra där kronan hade bruk för honom, speciellt då i Helsingborgstrakten där stenkol fanns tillgängligt.

Schonewalde avskedades emellertid i september 1583. Sammanlagt hade man då brutit 678 hl kol till ett pris av 90 daler och 6 shilling. Kolet levererades till Kronborgs slott (Helsingör) och Köpenhamn. Motsvarande kvantitet stenkol från England eller Skottland skulle ha kostat 88 daler.

År 1601 beviljades Willum Henriksen kunglig koncession för stenkolsbrytning i Helsingborgs län och 1602 fick Heinrich Wessels tillstånd att bryta stenkol på adelns gods i Skåne. Stenkol har också brutits i samband med brytning av byggnadssten norr om Sofiero (4a). Byggnadssten har även brutits vid Hittarp (4a) och vid Hälsovägen i Helsingborg (3b; Brunius 1854). Den användes i Fredriksborgs (Köpenhamn) och Kronborgs (Helsingör) slott samt i kyrkobyggen, t.ex. medeltidsdelen av Lunds domkyrka, Kärnan och Mariakyrkan i Helsingborg (Sundnér 1984). Under 1640-talet bröts stenkol för kronans räkning norr om Helsingborg. Först skedde det under Robert Wrichts ledning. Han fängslades emellertid 1647 och efterträddes av Albert Smit. Den senare var tidigare Wrichts "svend". Under tiden 1641–1648 bröts 7 500 hl kol i statlig regi. Ett privat stenkolsverk vid Pålsjö (norr om Helsingborg) var i drift på 1640-talet.

När Skåne blev svenskt (1658) inrättades ett särskilt bergmästare-distrikt med Caspar Schmidt som bergsinspektör. År 1663 påbörjade ett privat bolag stenkolsbrytning vid Pålsjö (4a, 4b). Bolaget leddes av bl.a. Caspar Schmidt vilken sedermera övertog hela bolaget. Kolbrytningen pågick även vid Tinkarp (4a) och trakten däromkring. Detaljerade kartor



Fig. 51. Kolbrytning i Bjuvs gruva.

Coalmining at Bjuv. Foto Höganäs AB.

över kolbrytningsområdet har återgivits av Clemensson (1958) och Mohrén (1958). Kolet användes bl.a. för belysning i fyrar och för kalkbränning. En kalkugn för bränning av kalk från Limhamn och andra platser upprättades 1660 vid Helsingborg. Stenkolsbrytningen upphörde under krigsåren 1676–1679. Som exempel på kolbrytningens omfattning kan nämnas att det under räkenskapsåret 1669/70 bröts 6 400 hl kol vid Tinkarp. Efter krigsslutet bröts kol i oorganiserad omfattning i samma område.

Henrik Kahlmeter företog 1727 en besiktning av "kolfället" norr om Helsingborg för bergskollegiets räkning. Initiativet till undersökningen hade tagits av Jonas Alströmer. Besiktningen resulterade i att provborrningar utfördes 1737 av Skånska stenkolsverket under bl.a. Anton Swabs ledning. Detta var för övrigt första gången som provborrning skedde i Sverige. De gav emellertid inget positivt resultat. Kahlmeter redovisade även att sandsten brutits vid Pålsjö. Sandstenen har bl.a. sänts till Kongsberg i Norge där den användes i smältugnar. Kolbrytning försiggick här fram till 1760-talet men med dåligt ekonomiskt utbyte. Vid Pålsjö tillverkades även slipstenar och brynsten.

I slutet av 1730-talet utfördes provborrningar vid bl.a. Gåsbeback (3b) och i Norra Vallåkra (1d). Dessa resulterade i mindre brytningsföretag vilka lades ned efter en kort tid. I Norra Vallåkra bröts mellan 1738 och 1743 8 470 hl kol.

1744 påbörjades stenkolsprospekteringen vid Boserup (3e) under Anders Swabs ledning. Två år senare startade gruvdriften där och pågick fram till 1796 i Adolf Fredriks stenkolsgruva. Det utbrutna kolet användes vid tegelbränning, stenkärslframställning, i kalkugnar och i salpetersjuderier. Man tillverkade även briketter vilka bestod av sämre lerblandade kol som fuktats med vatten och pressats till bollar. Efter torkning kunde de användas som bränsle. Mellan 1746 och 1796 bröts här 785 100 hl kol enligt vissa bedömare och blott hälften enligt andra.

Under första hälften av 1800-talet var gruvdriften koncentrerad till Höganäs. I Vallåkra återupptogs gruvdriften 1864 och pågick i 2 år varvid 26 173 hl stenkol bröts. En lerkärslfabrik fanns också vid Vallåkra där den elffasta leran som förekommer tillsammans med kolet användes. Vid Boserup återupptogs gruvdriften 1864 i Drottning Lovisas dagorter. Allt gruvarbete i Boserupsfältet upphörde 1908.

Vid Bökeberg (3e) anlades 1865–1866 de två chakten Mattis och Kristoffer. I Mattis upphörde verksamheten efter några månader då mellan 13 000 och 16 000 hl stenkol brutits.

Vid kusten (3b, 4a) mellan Helsingborgs norra del (Tågaborg) och Sofiero påbörjades åter brytning 1866 (beträffande schaktens läge se Mohrén 1958). Brytningen pågick endast i några år. Totalt bröts här ca 31 000 hl kol.

Under sista hälften av 1800-talet påbörjades kol- och lerbrytning på flera platser i nordvästra Skåne, i Billesholm (3e) 1868, i Bjuv (4e, fig. 51) 1873, i Skromberga (2e) 1875, i Mörarp (3d) 1904, i Hyllinge (4d)

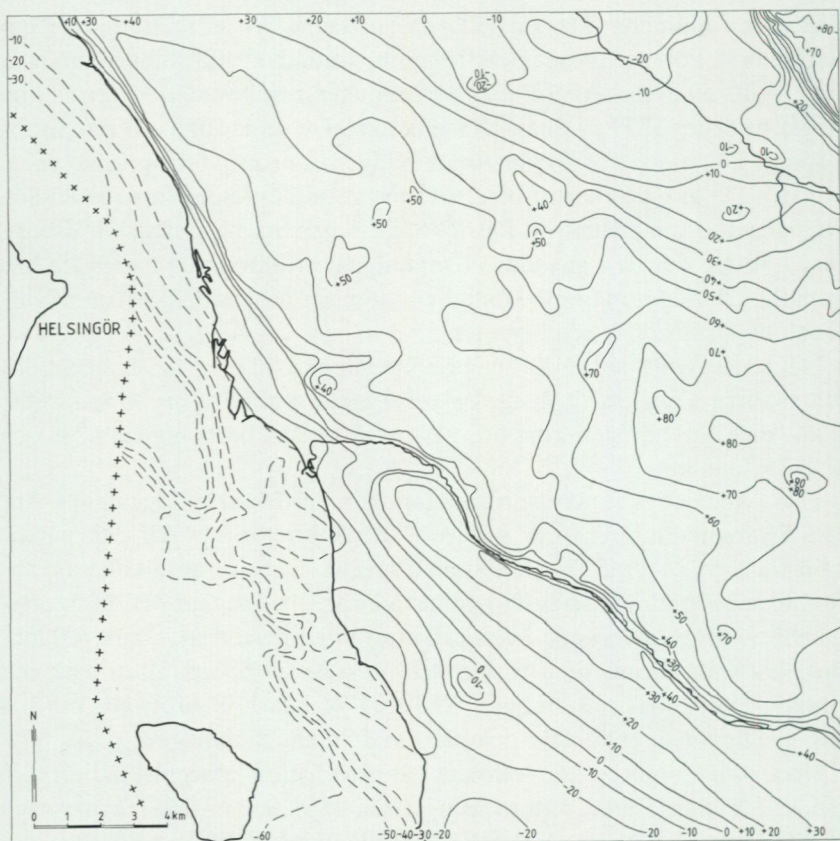


Fig. 52. Berggrundsytans läge i förhållande till havsytan, delvis efter Adrielson, Mohrén & Daniel 1981.

The bedrock surface in the map area.

1901 och i Gunnarstorp (4e) 1911. I början skedde brytningen och vidareförädling av produkterna i flera olika bolags regi. Med tiden gick de emellertid upp i Höganäs AB. Brytning av kol och lera pågår fortfarande inom kartområdet i Höganäs AB:s regi vid t.ex. Skromberga (2e), Lundom (3e) och Norra Vram (3e). I Vallåkra (1d) och Gantofta (1c) har leror brutits för tillverkning av keramiska produkter. I Vallåkra har leran även använts för framställning av aluminiumsulfat (N. Vallåkra, i detta brott upphörde brytningen 1970). I Helsingborg har ett varierande antal

tegelbruk använt jurassisk lera. Numera är det endast Kaniks tegelbruk (Stråbruken AB) som bryter lera i området (vid Ättekulla, 2b). Leran används för tillverkning av fasad- och marktegel.

I våra dagar (1984) pågår inte längre någon underjordsbrytning (fig. 51) av lera och kol sedan den upphörde i Bjuv under februari 1979. Däremot sker brytning i dagbrott i N. Vram (4e), Lundom (3e) och Skromberga (2e). Under tiden 1797–1983 bröts 28 927 700 ton kol och 14 518 600 ton lera i Höganäs AB:s regi. Brytningen i de bolag i nordvästra Skåne som sedermera gick samman med Höganäs AB är också medräknade.

I Raus upptäcktes 1947 en stuff som förmodades innehålla guld. Senare undersökningar av Boliden Mineral AB (G. Eriksson) har emellertid visat att det var felaktigt.

I Rönnarp sker sporadisk brytning av diabas för byggnadsändamål.

Berggrundens överyta

I fig. 52 framgår urbergsytans läge i meter under respektive över havsytans nivå. Berggrundsytan är den yta som man får då de lösa jordlagren skrapas bort. I beskrivningen till jordartskartan Helsingborg SV (Ae 16, Adrielsson et al. 1981) finns en kort genomgång av berggrundsyntans utseende.

SUMMARY

The map area Helsingborg SV is dominated by Mesozoic sedimentary rocks. Palaeozoic rocks form the rock surface in the south-eastern part and Precambrian crystalline rocks in a minor area in the north-eastern part of the map area. Permo-Carboniferous dolerite dykes with a north-west-south-east direction are frequent in the Pre-Mesozoic bedrocks.

The Precambrian area comprises the south-western section of the Söderåsen horst, which apart from Permo-Carboniferous dolerites is built up of crystalline bedrocks. The oldest components are fine-grained gneisses, the origin of which is not fully understood because of the probably repeated strong metamorphism that has affected the map area and its surroundings. Gneisses of the same kind occupy great parts of the vast south-west Swedish gneiss complex. Presumably most of the gneisses were originally granites. Supracrustal rocks probably constitute only minor portions of the region.

The gneisses which dominate the utmost corner of the map area are reddish grey to red, fine-grained quartz-feldspar rich rocks sometimes with pronounced veining. The intense schistosity is often more or less horizontal, a feature which is characteristic of the gneiss region. Minor layers, lumps or schlieren of amphibolite are very common in the old gneisses. They are most often concordant with the structures of the gneisses. Sometimes you may also find younger metabasites cutting the gneisses and older amphibolites.

In some cases there are more coarse-grained, homogeneous parts of the gneiss-bedrock which presumably are somewhat younger granites intruding the gneisses. Because of the strong metamorphic alteration (granulite facies) it is often difficult to recognize different rocks in the area discussed.

The western part of the small crystalline area consists of more coarse-grained and homogeneous granites which appear to be definitely younger than the gneiss complex. Reddish grey, sometimes porphyritic, relatively coarse-grained, gneissic granites of granodioritic composition dominate. In some cases you may find gneissic schlieren in the granites. Blurred pegmatitic veins have also been noticed.

Unfortunately radiometric age determinations are lacking from the area and therefore we can only make rough estimates of the ages. The oldest gneisses have ages around 1 800 million years and the coarse-grained granites may be some 300 million years younger. The very strong metamorphism in the southern part of the gneiss complex reached its peak around 1 400 million years ago.

Palaeozoic rocks are known from outcrops and drillings in the south-eastern part of the map area. Elsewhere Mesozoic rocks probably rest on Palaeozoic strata, an exception being the south-western part of the map area and also parts of the fault and flexure zone (FFZ on the main map).

The only Palaeozoic rocks recognized are the Silurian *Cyrtograptus* and Colonus Shales. Below these rocks follow Ordovician and Cambrian shales and Cambrian quartz sandstones. The Ordovician and Cambrian shales have an estimated minimum thickness of 150 m and the Cambrian quartzite of around 100 m. The *Cyrtograptus* Shale is only known from one boring (Skromberga). There it is

dark and bituminous, its uppermost part being however variegated in colour, probably due to weathering (it is overlain by Mesozoic sedimentary rocks). The Colonus Shale overlays the Cyrtograptus Shale. The former has an estimated thickness of 550 m. In the Colonus Shale horizons with coarser material (silt) can occur, the Odarslöv Shale. The Colonus Shale consists of light grey to greenish grey shales with a carbonate content around 10–20%. In Scania the Colonus Shale is preserved in a north-east–south-west running trough of later origin in which it has a maximum estimated thickness of 800 m. It contains fossils such as graptolites, bivalves and cephalopods. The fact that the Colonus Shale is relatively thick compared with other Palaeozoic sediments indicates an increased tectonic activity at the end of the Silurian.

In the Precambrian bedrock as well as in the Palaeozoic rocks in the eastern part of the map area there occurs a set of young dolerite dykes, that run in a north-westerly direction. These so called NW dolerites have intruded along the pronounced zone of weakness that terminates the Fennoscandian shield in the south-west. According to both radiometric and paleomagnetic investigations the dolerites are of Permo-Carboniferous age.

The dolerites are generally fine-grained, greyish, sometimes porphyritic rocks. They occur in numerous steeply dipping dykes which very seldom are more than 50 m wide. One of the widest dykes in the map area has been quarried north-east of Rönnap. Brecciated shales have been noticed at several places at the contacts of dykes in the south-eastern Palaeozoic part of the map area. The NW dolerites give very distinct positive anomalies on the aeromagnetic maps.

The Mesozoic sequence starts with the Triassic Kågeröd Formation, made up of poorly consolidated arkoses, sandstones and claystones. The sediment was formed in a desert and comprises a varying amount of calcium carbonate and salt. It has a maximum thickness of around 200 m in the mapped area, however becoming thinner in an easterly direction. The uppermost 30 m consist almost of a red clay. In the rest of the sequence the composition varies strongly both horizontally and vertically. Sediments belonging to the Kågeröd Formation are found at the surface in the southwestern part of the map area and at greater depth covered by younger sedimentary rocks in the rest of the area. An exception is the areas where older rocks are found at the surface.

In the late Triassic, Scania was subjected to tectonic movements which probably caused the cyclically developed Jurassic sequence. The sea transgressed and the climatic conditions changed from arid to humid. The terrestrial Kågeröd Formation is followed by the limnic, deltaic and partly marine Höganäs Formation, Rhaetian and Hettangian in age, containing sandstones, coal seams and clay, mostly kaolinitic and montmorillonitic in the Rhaetian.

The Höganäs Formation is divided into three members, viz. the Rhaetian Vallåkra and Bjuv Members and the Hettangian Helsingborg Member.

The basal member of the Höganäs Formation is the Vallåkra Member. It is characterized as being a transition between the terrestrial Kågeröd Formation and the deltaic, carbonaceous sediments of the Bjuv and Helsingborg Members. The Vallåkra Member is made up of grey and variegated, unstratified clays

including a sphaerosiderite layer and sandstones, mostly green in colour. The sequence has a thickness between 10 and 20 m.

The Vallåkra Member is succeeded by the Bjuv Member. The sediments of the Bjuv Member are the youngest known Triassic sediments in Scania. Based on palaeobotanic studies the Bjuv Member is dated to the Middle Rhaetian. Upper Rhaetian sediments are not identified in Scania. Sediments of the Höganäs Formation form the bedrock surface in the main part of the map area. They also occur at greater depth south-west of the FFZ.

The Bjuv Member is defined as the sedimentary sequence comprising the two main Rhaetian coal seams and the sediments in between. The lower seam, forming the boundary to the Vallåkra Member, is called the B seam. The upper one, which forms the boundary to the Helsingborg Member, is called the A seam. Fire-clay and sandstone occur together with the coal seams and are also interbedded in them. The sedimentary sequence between the seams is between 1 and 30 m.

The Bjuv area is the type area for the Bjuv Member. There the B seam is made up of 0.35 m black clays and coal. The B seam is overlain by 7.5 m clay and sandstone followed by the A seam made up by 0.6 m black shales and coal. At Billesholm a minor coal seam occurs between the main seams and is called the ab seam.

Coarser arkosic sediments dominate between the coal seams in an area running through Billesholm and parallel to the Söderåsen horst. In the area between Skromberga and Gunnarstorp the B seam has its maximum thickness. The A seam is thickest in an area between Billesholm and Gunnarstorp. In these areas the coal seams and the interbedded clays and fire-clays have also been mined for different purposes.

Sediments of the Helsingborg Member overlay the Bjuv Member. Deltaic sediments dominate and marine intercalations are frequent in the Helsingborg Member. The deposition of coarse, in some cases arkosic, sandstone in between more fine-grained deposits may indicate Early Cimmerian tectonic movements.

The Helsingborg Member has a known maximum thickness of 215 m. It might be divided into a lower and an upper part. Plant fossils as well as bivalves have been found at different levels in the Helsingborg Member. The sequence between 158 and 50 m in the Köpinge No. 3 bore (Fig. 30) is typical for the lower part of the Helsingborg Member. The lower part starts with kaolinic clays succeeded by a 15–20 m thick sequence of cross-bedded arkoses and light coloured clay, the Boserup beds. The rest of the lower part of the Helsingborg Member consists of sandstones developed in a cyclic way.

The upper part of the Helsingborg Member starts with an around 30 m thick sandstone containing cross-bedded layers of coarse and loose sands, the Fleninge beds. The remaining part of the Helsingborg Member is mainly made up of sandstone, claystone and several minor coal seams.

At the beginning of the Sinemurian the sea transgressed and the mostly marine sediments of the Rya Formation were deposited. The marine influence culminated with open marine conditions in the Pliensbachian where the highly fossiliferous sediments of the Katslösa Member were formed. The Rya Formation is

divided into four members, viz. the Döshult, Pankarp, Katslösa and Rydebäck Members. The Döshult and Pankarp Members are referred to the Sinemurian, the Katslösa Member to the Lower Pliensbachian (its basal part might, however, be assigned to the Upper Pliensbachian) and the Rydebäck Member to the Toarcian and Aalenian Stages.

The lower and middle part of the Döshult Member is up to 70 m thick. It consists of coarse-grained, partly cross-bedded sandstones, subarkoses, and siltstones with argillaceous layers up to some metres in thickness. The upper part of the member is made up of dark grey, black and greyish black claystone. The claystone can also contain thin sandy horizons and thin ironclay layers as well as thick limestone beds. This part of the sequence has a thickness of around 40 m. Ammonites, bivalves, foraminifers and ostracodes have been found in the upper part of the member. Sediments of the member forms the bedrock surface in parts of the FFZ and also in a minor area in the north-eastern part.

The Pankarp Member overlies the Döshult Member. A characteristic profile through the member is that recorded in the Katslösa 620 bore. It consists basally of 36 m variegatedly coloured clay overlain by 6 m of sandstone with a minor coal seam. This sequence is overlain by a 31 m thick variegatedly coloured clay.

The Katslösa Member consists of greenish, brownish and greyish black claystone and sandstone with a varying ferruginous content. Thin oolitic as well as limy horizons also occur and the whole sequence has a thickness of 30–35 m. Several groups of fossils have been recorded within the sequence such as foraminifers, ostracodes, bivalves, ammonites, belemnites and gastropods.

The Rydebäck Member is made up of variegatedly coloured sandstones and siltstones, conglomerates, oolites and thin limestone bands. The sequence has a thickness of around 50 m. Foraminifers and ostracodes have been recorded in the sequence.

Sediments of the Pankarp, Katslösa and Rydebäck Members as well as Middle and Upper Jurassic and Cretaceous strata are known from the FFZ and the area south-west of FFZ. Sediments of the Katslösa Member are the youngest outcropping sedimentary rocks in the map area.

In the Middle Jurassic deltaic to continental environments prevailed while the Upper Jurassic sequence was formed in a nearshore condition in the upper part alternating with limnic, deltaic conditions.

The Fuglunda Beds form the transition between the Lower and Middle Jurassic. They have an approximate thickness of 30 m and are made up of clay, sand, silt and coal seams developed in a cyclic way. In the basal part some minor intercalations with foraminifers indicate marine conditions.

The Fuglunda Beds might be succeeded by the Glass Sand, a whitish quartz sand. This unit has, however, not been recorded in the area.

The overlying Annero Formation forms the transition between the Middle and Upper Jurassic. It comprises two members, viz. the Fortuna Marl and the Fyledal Clay. The Fortuna Marl, some 34 m thick, consists of grey and brown clays, partly sandy and marly and with a limestone bed. In the lowermost part of the

member a conglomerate has been found. The sediments are marine as indicated by a rich fauna of ostracodes and calcareous foraminifers.

The Fyledal Clay is around 30 m thick and consists of variegatedly coloured clay with conglomerates, silty intercalations and limestones at the top. Foraminiferal evidence suggests a regressive environment.

The Nytorp Sand, around 25 m thick, consists mainly of sand and silt, partly argillaceous and with pure clay horizons. Megaspores are frequent and a poor foraminiferal fauna indicates a limnic or brackish environment with marine incursions.

The overlying Vitabäck Clay forms the transition between the Jurassic and Cretaceous systems. The sediment was laid down in an alternating limnic and brackish environment. The variegatedly coloured sandy and silty clays have yielded a very poor ostracode and foraminiferal fauna in the map area. The sequence is up to 70 m thick but only 8 m of the section has been recorded by drilling.

The Vitabäck Clay is overlain by an about 45 m thick sequence of 1–7 m thick claystones and shales alternated with unconsolidated silty layers of equal thickness. The sequence is developed in the same way as in the Weald area in Great Britain. Therefore the sequence is referred to as Lower Cretaceous sediments of the Weald facies. The fossil evidence is too poor to allow any reliable dating. The "Weald beds" are, however, overlain by a more than 15 m thick marine glauconitic sand and silt, partly rich in coal grains and with foraminifers. The foraminifers are characteristic for the Lower Cretaceous Valanginian and Hauterivian Stages.

The Lower Cretaceous sequence is overlain by the Upper Cretaceous (Campanian; in the Sound also the Santonian) Lund Sandstone. It is around 400 m thick and consists of a calcareous, sandy and partly conglomeratic sandstone, rapidly laid down in a nearshore environment. It is dated by foraminifers, belemnites and echinoids.

The Lund Sandstone is overlain by a 550 m thick Maastrichtian sequence made up of 300 m chalk in its upper part and sandy claystone with glauconite in its lower part. The chalk consists of foraminifers, bryozoan fragments and coccolites. Flint horizons are also frequent in the upper part.

The youngest known rock in the area are the Danian limestone, 100 m thick, overlying the Maastrichtian chalk. The Danian limestone consists mainly of bryozoan fragments and abundant flint horizons.

In the Upper Cretaceous the area was subjected to great tectonic movements and the fault and flexure zone (FFZ) was formed. South of the FFZ there are no Palaeozoic rocks, a fact indicating that the area was uplifted and eroded before the Triassic sediments were formed. Nowadays these southern parts are down-faulted 2 000 m counted on the Jurassic surface and around 1 000 m counted on the crystalline basement. Most of the faults identified were active during the Late Cretaceous. They are, however, in many cases older reactivated faults. A system of pre-Jurassic faults in a NNW – SEE direction have also been recorded by geophysical measurements. It must also be mentioned that the Jurassic sequence is around 650 m thick north-east of and within the FFZ but only 100–200 m south-west of the FFZ.

LITTERATUR

DGU=Danmarks geologiska undersökning

SGU=Sveriges geologiska undersökning

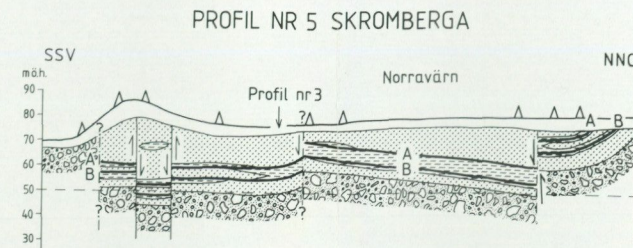
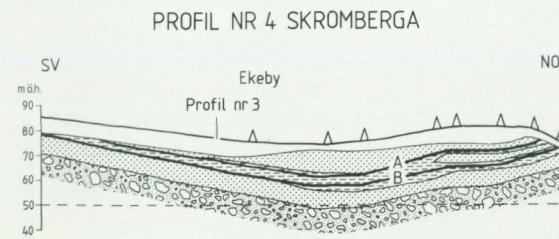
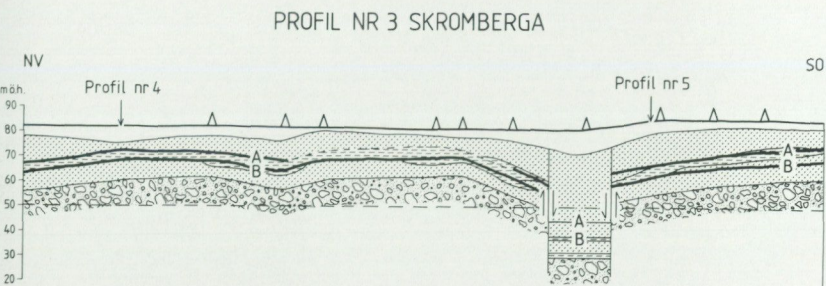
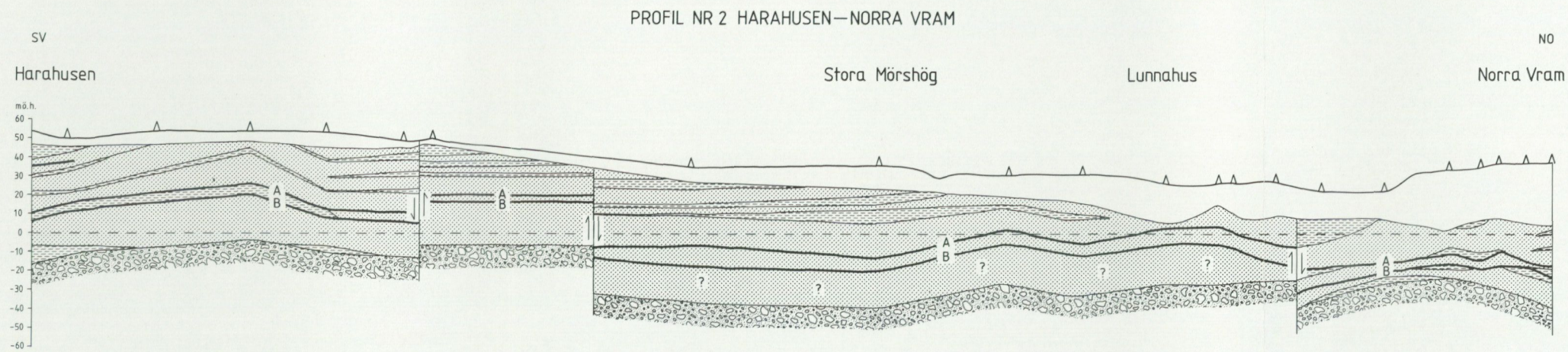
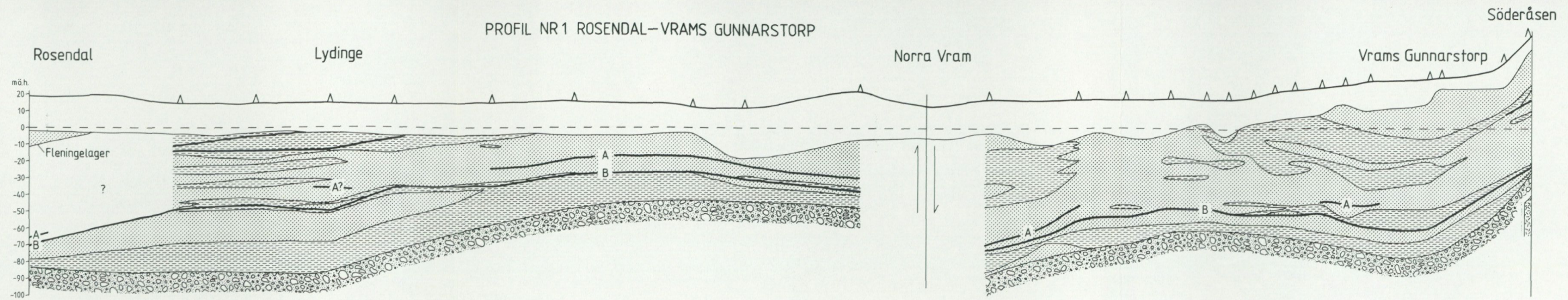
GFF=Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

- ANDEREGG, H. J., NORLING, E., OCH SKOGLUND, R., 1968: SGU oljegeologiska arbeten 1967, 1968. – Opublicerad rapport. SGU.
- ANDERSEN, O. B., LARSEN, B., OCH PLATOU, S. W., 1975: Gravity and geological Structure of the Fennoscandian Border-zone in the Southern Baltic Sea. – Bull. Geol. Soc. Denmark 24, 45–53.
- ADRIELSSON, L., MOHRÉN, E., OCH DANIEL, E., 1981: Beskrivning till jordartskartan Helsingborg SV. – SGU Ae 16.
- ANGELIN, N. P., 1877: Geologisk öfversigts-karta öfver Skåne med åtföljande text (utg. av Bernhard Lundgren, kartan utgiven 1859). – Lund.
- BAARTMAN, J. C. OCH CHRISTENSEN, O. B., 1975: Contribution to the interpretation of the Fennoscandian Border Zone. – DGU II:102.
- BANKE-RASMUSSEN, L., 1978: Geological aspect of the Danish North Sea sector. – DGU III 44.
- BEHRENS, S., 1953: Morfometriska, morfogenetiska och tektoniska studier av de nordväst-skånska urbergsåsarna, särskilt Kullaberg. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avh. 24.
- BERGSTRÖM, J., HOLLAND, B., LARSSON, K., NORLING, E., OCH SIVHED, U., 1982: Guide to excursions in Scania. – SGU Ca 54.
- BERGSTRÖM, J., OCH SHAIKH, N. A., 1980: Malmer, industriella mineral och bergarter i Kristianstad län. Projekt i länsplaneringen 1980. – SGU Rapp. & Medd. 22.
- 1982: Malmer, industriella mineral och bergarter i Malmöhus län. – SGU Rapp. & Medd. 31.
- BERTELSEN, F., 1978: The Upper Triassic-Lower Jurassic Vinding and Gassum Formations of the Norwegian-Danish Basin. – DGU B3.
- BJELM, L., OCH PERSSON, P. G., 1981: Förundersökningar för geotermisk värmepump-läggning i Landskrona kommun. – Opublicerad rapport. Lund.
- BROTZEN, F., 1938: Die postkimmerische Bau des südlichstens Schwedens. – GFF 60.
- 1942: Grundvattnet i kritlagren vid Landskrona och dess utnyttjande genom djupborring. – Teknisk tidskrift 32, bergvetenskap 8.
- 1944: De geologiska resultaten från borrhningarna vid Höllviken. – SGU C 465.
- BRUNIUS, C. G., 1854: Nordens äldsta metropolitankyrka eller historisk och arkitektonisk beskrifning av Lunds Domkyrka. – Lund 1854 (C. W. K. Gleerup) 2:a uppl.
- BUBNOFF, S. V., 1943: Der Südrand Skandinaviens. – Geol. Rundschau 27.
- BYLUND, G., 1973: Paleomagnetic Study of Scania Dolerites and Basalt. – Geol. Inst., Lunds Univ.
- 1974: Paleomagnetism of dykes along the southern margin of the Baltic Shield. – GFF 96.
- BÖLÄU, E., 1949: Berggrundsstudier i trakten av Höganäs. – GFF 71.
- 1954: Rote tone im Rhät-Lias Schonens. – GFF 76.
- 1959: Der südwest- und Südostrand des Baltischen Schildes (Schonen und Ostbaltikum). – GFF 81.
- 1969: Tektonischer Tiefenbau und glaciogene Stauchungsscheinungen im Skrombergagebiet (Nordwestschonen). – GFF 91.
- 1972: Genese und Alter der Horste Schonens. – GFF 94.
- 1973a: Pankarpslager (lias beta). Stratigrafiska definitioner och facies. – GFF 95.
- 1973b: Die kimmerischen Bewegungen im tektonischen Bild Schonens. – GFF 95.
- CHRISTENSEN, O. B., 1968: Some deposits and microfauna from the Upper Jurassic in Scania. – SGU C 632.
- CLEMENSSON, G., (redaktör), 1953, 1958, 1963 och 1973: Stenkol och lera 1–4. – Almqvist & Wiksell. Uppsala.
- DANIEL, E., 1978: Beskrivning till jordartskartan Höganäs NO/Helsingborg NV. – SGU Ae 25.

- DE GEER, G., 1918: Om tiden för Skånehalföns första uppkomst. – GFF 40.
- ERDMANN, E., 1872: Beskrifning öfver Skånes stenkolsförande formation. – SGU C 3.
- 1873: Om den geologiska beskaffenheten af trakten kring Tågarp, Eslöf och Ystad. – GFF 1.
- 1874: Zinkblände funnet i Skånes stenkolsförande formation. – GFF 2.
- 1881: Beskrifning till kartbladet Helsingborg. – SGU Aa 74.
- 1911–1915: De skånska stenkolsfälten och deras tillgodogörande. – SGU Ca 6.
- GRAVESEN P., ROLLE, F., OCH SURLYK, F., 1982: Lithostratigraphy and sedimentary evolution of the Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous of Bornholm, Denmark. – DGU B 7.
- GUSTAFSSON, O., 1986: Beskrivning till hydrogeologiska kartan Helsingborg SV. – SGU Ag 14.
- HADDING, A., 1923: Iakttagelser öfver melafyryrna i Tolångatrakten. – Lunds Univ. Åsskr., N. F. Avd. 2, Bd 13:1.
- 1927: The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, II. The Paleozoic and Mesozoic conglomerates of Sweden. – Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2., Bd 23:5.
- 1929: The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, III. The Paleozoic and Mesozoic sandstones of Sweden. Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2., Bd 25:3.
- HENKEL, H., OCH SUNDIN, N. O., 1979: Magnetisk undersökning av två korsande diabasgångar i Skåne. – SGU. Geofysisk rapport 7902.
- HENNIG, A., 1898: Kullens kristalliniska bergarter, 1. Den prekambrika granitit – banatit – hyperstengabbrosierien. – Lunds Univ. Årsskr., Bd 34.
- 1899: Kullens kristalliniska bergarter, 2. Den postsiluriska gångformationen. – Lunds Univ. Årsskr., Bd 35.
- HERMELIN, S. G., 1773: Anmärkningar om Boserups Stenkols-Gruva, och de öfrige Stenkolsförsök uti Skåne. – Kungl. Vet. Akad. Handl. 34.
- HJELMQUIST, S., 1930: Kullait von Dalby. – GFF 52.
- 1931: Dalby stenbrott. En geologisk detaljstudie inom Skånes horstområde. – GFF 53.
- 1934: Zur Geologie des südschwedischen Grundgebirges. – Medd. Lunds Geol. – Mineral. Inst. 58.
- 1939: Some post-Silurian Dykes in Scania and problems suggested by them. – SGU C 430.
- 1975: A Rehnish fault on the southern border of the Baltic shield. – GFF 97.
- HUMMEL, D., 1872: Öfversigt af de geologiska förhållanden vid Hallands ås. – SGU C 8.
- HÄGG, R., 1940: Purbeck eller Wealden vid Vitabäck i Skåne. – GFF 62.
- IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS, 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh. 1973, H4.
- KLINGSPOR, I., 1976: Radiometric age-determination of basalts, dolerites and related syenite in Skåne, southern Sweden. – GFF 98.
- KORNFÄLT, K.-A., BERGSTRÖM, J., CARSERUD, L., HENKEL, H., OCH SUNDOVIST, B., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och flygmagnetiska kartan Kristianstad SO. – SGU Af 121.
- KÖSTER, E., 1956: Aufbau und Sedimentation der Kågerödsformation in der Bohrung Klippe in nordwestlichen Schonen. – GFF 78.
- LARSEN, G., BUCH, A., CHRISTENSEN, O. B., OCH BANG, I., 1968: Öresund. Helsingör-Helsingborgslinien. Geologisk rapport. – DGU Rapp. 1.
- LARSSON, K., 1982: Rönnarp. – Se BERGSTRÖM et al. 1982.
- LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1982: Pre-Quaternary geomorphological evolution in southern Fennoscandia. – SGU C 785/Lunds Univ. Geogr. Inst. Ser. Avh. 91.
- LINDSTRÖM, A., 1880: Beskrifning till kartbladet Engelholm. – SGU Aa 76.
- LINDSTRÖM, M., 1960: On some sedimentary and tectonic structures in the Ludlowian Colonus Shale of Scania. – GFF 82.
- LINNARSSON, G., 1875: Anteckningar från resa i Skånes silurtrakter år 1874. – GFF 2.
- LUND, J., 1977: Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore southeastern North Sea Basin. – DGU II 109.
- LUNDBLAD, B., 1959: Rhaeto-Liassic floras and their bearing on the stratigraphy of Triassic-Jurassic rocks. – Stockh. Contrib. Geol. 3:4.
- LUNDGREN, B., 1881: Undersökningar öfver molluskfaunan i Sveriges äldre mesozoiska bildningar. – Lunds Univ. Årsskr. 17:3/SGU C 47.

- 1888: Öfversigt af Sveriges mesozoiska bildningar. – Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2., 24:5.
- MICHELSEN, O., 1975: Lower Jurassic biostratigraphy and ostracodes of the Danish Embayment. – DGU II 104.
- MOBERG, J. C., 1907: En marin fauna från Kärnan i Helsingborg. – GFF 29.
- MOHRÉN, E., 1958: Helsingborgstraktens stenkolsförande lager. – Se CLEMENSSON 1958.
- NATHORST, A. G., 1876: Om förekomsten av kalcedonartad jaspis vid Ottarp i Skåne. – GFF 3.
- 1878–1886: Om floran i Skånes kolförande bildningar. I. Floran vid Bjuf. – SGU C 27, 33, 85, 131.
- 1887: Till frågan om de skånska dislokationernas ålder. – GFF 9.
- NILSSON, T., 1946: När de Skånska stenkolsfälten voro levande. – Kullabygd XIX, Kullabygdens Hembygdsförenings årsskrift. Höganäs.
- NORIN, R., 1949: Studier över den mineralogiska sammansättningen och några lertyper från NV. Skånes rät-lias-, Vallåkra och Kågeröds-bildningar. – GFF 71/Medd. Lunds Geol. Mineral. Inst. 113.
- 1953: Skånes stenkolsfält. – Se CLEMENSSON 1953.
- NORLING, E., 1970: Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphy of the Rydebäck-Fortuna borings in Southern Sweden. – GFF 92.
- 1972: Jurassic stratigraphy and foraminifera of western Scania, southern Sweden. – SGU Ca 47.
- 1976: Berggrunden. – Se RINGBERG 1976.
- 1978: Berggrunden. – Se DANIEL 1978.
- 1980: Den sedimentära berggrunden. – Se RINGBERG 1980.
- 1981: Upper Jurassic and Lower Cretaceous geology of Sweden. – GFF 103.
- 1982a: – Se BERGSTRÖM et al. 1982.
- 1982b: Längs stigar mot det förgångna – berggrundsgeologiskt strövtåg i Kullabygden. – Skånes Natur 69.
- NORLING, E., OCH SKOGLUND, R., 1977: Der Südwestrand der Osteuropäischen Tafel im Bereich Schwedens. – Zeitschr. Angew. Geologie 23:9. Berlin.
- OERTLI, H. J., BROTZEN, F., OCH BARTENSTEIN, H., 1961: Mikropaläontologisch – feinstratigrafische Untersuchungen der Jura-Kreide-Grenzsichten in Südschweden. – SGU C 579.
- PEGRUM, R. M., 1984: Structural development of the southwestern margin of the Russian-Fennoscandian Platform. – Petroleum Geology of the North European Margin. Norwegian Petroleum Society.
- PERKINS, D., OCH NEWTON, R. C., 1981: Charnochite geobarometers based on coexisting garnet – pyroxene – plagioclase – quartz. – Nature 292.
- REGNÉLL, G., 1960: The Lower Palaeozoic of Scania. I G. REGNÉLL & J. E. Hede: The Lower Palaeozoic of Scania: The Silurian of Gotland. – Int. Geol. Congr., XXI Session, Norden 1960, Guide to Excursions Nos A22 and C17.
- REYMENT, R. A., 1958: On Liassic ammonites from Skåne, southern Sweden. – Stockh. Contrib. Geol. 2:6.
- 1969a: Upper Sinemurian (lias) at Gantofta Skåne. – GFF 91.
- 1969b: A note on *Promicroceras*. – GFF 91.
- RINGBERG, B., 1976: Beskrivning till jordartskartan Malmö NV. – SGU Ae 27.
- 1980: Beskrivning till jordartskartan Malmö SO. – SGU Ae 38.
- ROLLE, F., KOCH, J.-O., FRANSDEN, N., OCH SURLYK, F., 1979: Jurassic environments in the Fenno-Scandian Border Zone. – Symposium "sedimentation jurassique W. européen." Ass. séd. Français, Publication spéciale No. 1.
- ROSENBERG, A., 1983: Kågerödslager i Bälteberga och Ottarp. – Opubl. rapp. Geol. inst. Lund.
- SIVHED, U., 1980: Lower Jurassic ostracodes and stratigraphy of western Skåne, southern Sweden. – SGU Ca 50.
- 1982: – Se BERGSTRÖM et al. 1982.
- 1984: Litho- and biostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic in Scania, southern Sweden. – SGU C 806.

- SUNDBER, B., 1984: Från stenbrott till kyrka – presentation av ett planerat projekt. – META 84:3-4. Lund.
- TRALAU, H., 1966: Botanical investigations in the fossil flora of Eriksdal in Fyledal, Scania. – SGU C 611.
- 1968: Botanical investigations into the flora of Eriksdal in Fyledalen, Scania Part 2. The Middle Jurassic microflora. – SGU C 633.
- 1975: An upper Triassic microflora from Vallåkra, southern Sweden. – GFF 97.
- TROEDSSON, G., 1913: Om de mesozoiska bildningarna vid Vallåkra. – GFF 35/Medd. Lunds Geol. Fältklubb 19.
- 1934: Undersökning av möjligheten att erhålla grundvatten från Hälsingborgstraktens berggrund. – Hälsingborgs stadsfullmäktiges handlingar, 25.
- 1938: En profil genom kågerödsformationen vid Skromberga i Skåne. – GFF 60.
- 1942: Bidrag till kännedom om kågerödsformationen i Skåne. – GFF 64.
- 1943: Om rät-lias vid Vallåkra. – GFF 65.
- 1947: Berggrunden inom Hälsingborgs stad. – GFF 69.
- 1948: Om fynd av rätiska fossil i Skåne. – GFF 70.
- 1950: On rhythmic sedimentation in the Rhaetic-Liassic beds of Sweden. – Int. Geol. Congress "Report 18th Session. Great Britain 1948". Part IV.
- 1951: On the Höganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias). – Lunds Univ. Årsskr. N. F. Avd. 2:47/Skrifter från Mineral. Pal. Inst. Lund. 7.
- 1954: Stranden vid Hälsingborg. – Skånes Natur 41.
- TULLBERG, S. A., 1882: Skånes graptoliter. I: Allmän öfversigt öfver de siluriska bildningarna i Skåne, jemförelser med öfriga kända samtida aflagringar. – SGU C 50.
- 1883: Skånes graptoliter, II: Graptolitfaunan i Cardiolaskiffern och Cyrtograptus-skifferne. – SGU C 55.
- VOSSMERBÄUMER, H., 1969: Paläoökologische Ausdeutung fossiler Wurzelböden. – GFF 91.
- 1970: Untersuchungen zur Bildungsgeschichte der unteren Lias in Schonen (Schweden). – Geologica et Palaeontologica 4.
- WIKMAN, H., OCH BERGSTRÖM, J., i tryck: Beskrivning till berggrundskartan Halmstad SV. – SGU Af 133.
- i tryck: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Malmö. – SGU Ba 40.
- WIKMAN, H., BERGSTRÖM, J., och LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. – SGU Af 127.
- WIKMAN, H., NORLING, E., SIVHED, U. OCH KARIS, L., 1981: Berggrundskartan Höganäs NO/Helsingborg NV. – SGU Af 129.
- WIKMAN, H., OCH SIVHED, U., 1984: Berggrundskartan Helsingborg NO. – SGU Af 148.

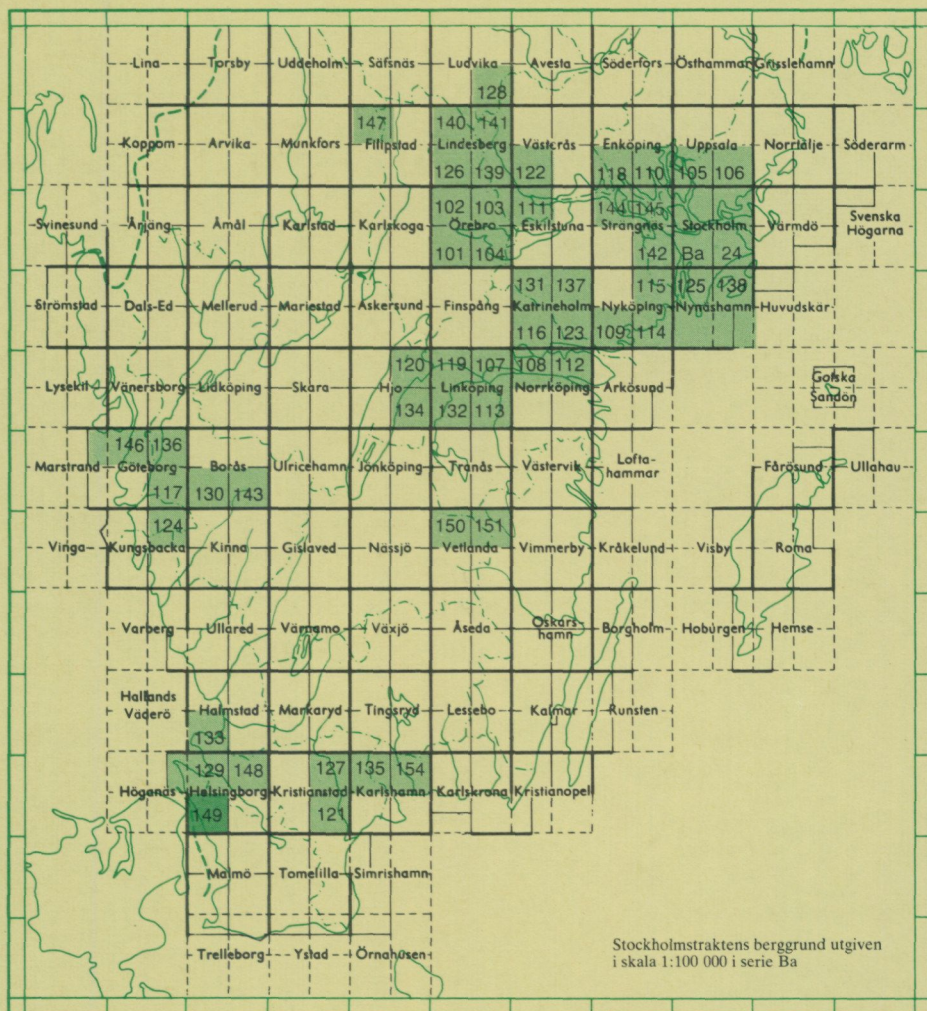


- Kvarterära lager
Pleistocene
- Leriga lager
Argillaceous layers
- Sandiga, moiga lager
Sandy, silty layers
- Kågerödsformationen
Kågeröd Formation
- Kolflöts
Coal seam
- Borrplats
Bore
- Förkastning
Fault



Fig. 28. Schematiserade profiler genom kartområdets nordöstra del. Profilernas lägen är markerade på berggrundskartan.
Schematic profiles through the western part of the map area. The position of the profiles are marked on the map of solid rocks.

Utgivna kartblad i serie Af, södra Sverige



PRISCLASS B

Liber Distribution
162 89 STOCKHOLM
Tel. 08-739 91 30

ISBN 91-7158-391-2
ISSN 0586-1543