

R-99-53

Förstudie Tierp

Jordarter, bergarter och deformationszoner

Torbjörn Bergman, Rune Johansson, Anders H Lindén,
Lars Rudmark, Michael Stephens
Sveriges Geologiska Undersökning

Hans Isaksson,
GeoVista AB

Hardy Lindroos
Mirab

December 1999

Svensk Kärnbränslehantering AB

Swedish Nuclear Fuel
and Waste Management Co
Box 5864
SE-102 40 Stockholm Sweden
Tel 08-459 84 00
+46 8 459 84 00
Fax 08-661 57 19
+46 8 661 57 19



Förstudie Tierp

Jordarter, bergarter och deformationszoner

Torbjörn Bergman, Rune Johansson, Anders H Lindén,
Lars Rudmark, Michael Stephens
Sveriges Geologiska Undersökning

Hans Isaksson,
GeoVista AB

Hardy Lindroos
Mirab

December 1999

Denna rapport har gjorts på uppdrag av SKB. Slutsatser och framförda åsikter i rapporten är författarnas egna och behöver nödvändigtvis inte sammanfalla med SKB:s.

Förord

Projektet "Förstudie Tierp - Jordarter, bergarter och deformationszoner" har genomförts av en grupp geovetare vid Sveriges geologiska undersökning (SGU), GeoVista AB och Mirab. Utredningen spänner över olika geovetenskapliga ämnesområden och gruppens sammansättning speglar detta.

Under det gemensamma arbetet har ansvaret fördelats på följande sätt:

Jordartsgeologi	Lars Rudmark, SGU
Berggrundsgeologi	Torbjörn Bergman, SGU
Deformationszoner	Michael B Stephens, SGU Hans Isaksson, GeoVista AB
Exploateringsintressen	Hardy Lindroos, Mirab
Radon i jordarter och berggrund	Anders H Lindén, SGU
Sammanställning och slutsatser	Rune Johansson, SGU

Sammanställningar av befintlig information har gjorts för att kunna presenteras i skala 1:100 000 men redovisas i rapporten i förminskad skala. Kartor i originalskala eller i digital form tillhandahålls av SKB.

Sammanfattning

Mål och förutsättningar

På uppdrag av Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) har en sammanställning och utvärdering gjorts av befintlig information rörande jordarter, bergarter och deformationszoner inom Tierps kommun. Målet har varit att göra en översiktlig bedömning av de geologiska förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar.

Den befintliga informationen inom undersökningsområdet är högst varierande såväl när det gäller tätheten av observationer och mätningar samt ålder och delvis också kvalitet. Bedömningar av områden där underlaget är mindre tillfredställande måste därför användas med extra stor försiktighet.

De lokaliseringsfaktorer som studerats är främst berggrundens sammansättning och homogenitet, regionala deformationszoner, berggrundens malmpotential, samt jordlagrens mäktighet och sammansättning. Även faktorer som radonhalten i berggrunden och förekomst av jordskalv har berörts.

Allmänna geologiska förhållanden

Jordarter

Den dominerande jordarten inom Tierps kommun, sandig-moig morän, förväntas i sig inte medföra några särskilda problem vid undersöknings- och anläggningsarbeten.

Däremot finns stora områden i kommunen där andelen kalt berg är mycket låg vilket är en försvårande faktor ur undersökningssynpunkt om vidare geologiska undersökningar skulle bli aktuella. I de fall jordarterna är eller kan förväntas bli föremål för exploatering (t ex grus- eller vattentäkt i rullstensåsarna) bedöms inte ett djupförvar påverka eller påverkas av sådana aktiviteter. Anläggningarna ovan jord bör dock lokaliseras på sådant sätt att nyttjandet av naturresurserna inte blockeras.

Bergarter inklusive exploateringsintressen

Berggrunden i Tierps kommun domineras av omvandlade metagranitoider, och yngre, mer välbevarade graniter. På Hällnähalsvön finns ett betydande inslag av migmatit och ådergnejs. Därutöver förekommer, framför allt i kommunens östra och södra delar, olika ytbergarter och basiska djupbergarter. De dominerande djupbergarterna är generellt sett gynnsamma ur förvarssynpunkt. Malmpotentiella områden utgör endast en liten del av kommunens berggrund.

Information från flygmätningar samt i vissa fall mätningar på hållar visar höga radiumhalter i ett område med yngre granit sydost om Tierp samt måttligt förhöjda (lokalt dock höga) halter i området runt Lövstabukten och nordväst om Söderfors. Förhöjda radiumhalter leder till högre radonhalter vilket kan medföra ökat ventilationsbehov i en underjordsanläggning men påverkar inte den långsiktiga säkerheten i ett djupförvar.

Deformationszoner (plastiska skjuvzoner, sprickzoner och förkastningar)

De flesta av bergarterna har påverkats av plastisk deformation och av de dominerande bergarterna är metagranitoid den mest påverkade. Betydligt mindre eller inte alls påverkade är de yngre graniterna, däribland hedesundagraniten. Ett av de mest betydande systemen av plastiska deformationszoner i Sverige, Singö-skjuzonen, löper i VNV-lig riktning genom den norra delen av kommunen. Skjuzonerna avgränsar tektoniska linser som är betydligt mindre påverkade av plastisk deformation. Yngre förkastningar och sprickzoner följer ibland äldre plastiska zoner men uppträder också i helt andra riktningar jämfört med de äldre. Dessa spröda, regionala deformationszoner avgränsar berggrundsblock som till ytan ofta är flera tiotals km² stora. Inom dessa bergvolymmer förekommer mindre sprickzoner. Mer detaljerade undersökningar krävs för att utreda karaktären på dessa zoner liksom hur tätt de förekommer.

Sen- eller postglaciala förkastningar och seismicitet

Några säkra tecken på sen- eller postglaciala förkastningar har inte rapporterats från kommunen. Kraftiga veckningar och andra störningar i den glaciala leran har observerats i samband med jordartskartering men dessa har tolkats som sättningar och glidningar i samband med avsättningen av leran eller när landet höjde sig ur havet. En blockansamling i trakten av Mehedeby har tolkats som orsakad av unga rörelser i berggrunden men många forskare är tveksamma till dessa tolkningar. Slutligen kan konstateras att Tierps kommun ligger i ett seismiskt stabilt område.

Berggrundens långsiktiga stabilitet

Den fennoskandiska skölden är mycket stabil och de rörelser som gett upphov till de regionala deformationszoner som beskrivs i föreliggande rapport är mycket gamla. Det finns ingen anledning att anta att några framtida rörelser av denna dignitet skall ske under den tid, ca 100 000 år, som behöver beaktas för ett djupförvar. De först förväntade rörelserna i berggrunden är i stället de som kan komma att utlösas i samband med avsmältningen av en framtida inlandsis, om tidigast flera tiotusentals år, möjligen om 100 000 år. Rörelserna antas då företrädesvis ske utefter äldre sprickzoner.

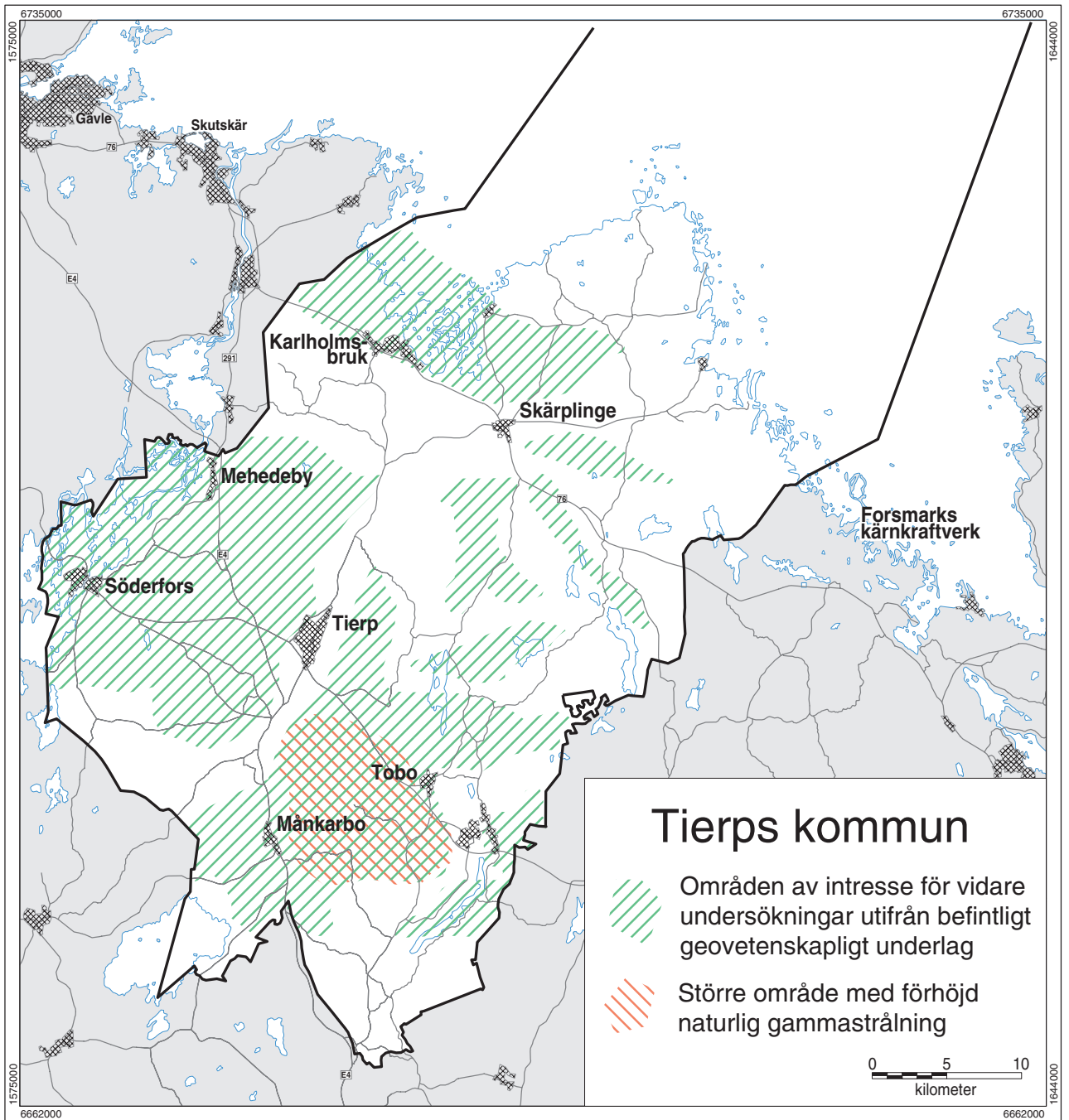
Förutsättningar för att lokalisera ett djupförvar till Tierps kommun

Med ett område av intresse för fortsatta studier avses ett område där det, utifrån de geologiska faktorer som studerats, bedöms möjligt att identifiera en bergvolym med de egenskaper och den storlek som behövs för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle.

Resultatet av den utförda undersökningen visar med andra ord inom vilka områden det i första hand bedöms meningsfullt att bedriva mer detaljerade undersökningar.

Betydande delar av Tierps kommun bedöms vara av intresse för fortsatta undersökningar. Vissa områden har dock bedömts vara mindre intressanta eftersom de omfattar

- Inhomogen berggrund
- Regionala plastiska skjuzoner
- Malmpotentiell berggrund



Områden inom Tierps kommun av intresse för vidare undersökningar. Bedömningen är baserad på befintligt geovetenskapligt underlag.

Efter att hänsyn tagits till ovanstående faktorer kvarstår nio områden som intressanta för vidare undersökningar. Gemensamt för dessa är att de uppvisar en homogen berggrund och att förekommande regionala sprickzoner avgränsar berggrundsblock som är tillräckligt stora för att rymma ett djupförvar. Områdena är, utan särskild prioritering:

- Ett stort område med hedesundagranit i kommunens västra del.
- Ett lika stort område i kommunens södra, centrala del. Berggrunden består dels av metagranitoid, dels av en yngre granit som uppvisar förhöjda halter av bland annat radium som ger upphov till ökad radonhalt i en berganläggning.
- Ytterligare ett stort område i kommunens norra del. Området utgörs av yngre granit, s k stockholmsgranit.
- Två små områden i kommunens sydöstra del bestående av metagranitoid.
- Två områden uppbyggda av metagranitoid i kommunens centrala del.
- Två områden uppbyggda av metagranitoid vilka utgör tektoniska linser i Singö-skjuvzonen.

Kommunens havstäckta område är mycket svårbedömt eftersom informationen är sparsam. Utifrån flygmagnetiska och topografiska data bedöms dock att det finns vissa områden som skulle kunna vara av visst intresse om en lokalisering under havet övervägs.

Sammanfattningsvis kan konstateras att det bör finnas goda förutsättningar att lokalisera ett djupförvar av använt kärnbränsle till Tierps kommun.

Det måste emellertid nogra understrykas att inom stora delar av kommunen är andelen berg i dagen mycket liten, vilket gör bedömningen mindre säker. Några intressanta områden ligger inom Singö-skjuvzonen. Skulle det bli aktuellt med platsundersökningar inom något av dessa områden bör undersökningarna särskilt beakta för- och nackdelar med en lokalisering av ett djupförvar till en sådan geologisk miljö.

Innehåll

Förord	3
Sammanfattning	5
1 Inledning	11
2 Mål och förutsättningar	13
3 Befintlig information	17
3.1 Jordartsgeologisk information	17
3.2 Berggrundsgeologisk information	17
3.3 Geofysisk information	20
3.4 Övriga undersökningar av särskilt intresse	22
3.5 Informationstäthet och kvalitet	23
4 Tierps kommun i ett regionalgeologiskt sammanhang	25
4.1 Kontinenternas rörelser	25
4.2 Regional tektonisk utveckling i Sverige	27
4.3 Deformationszoner från 1850 miljoner år till nutid	31
4.3.1 Plastisk deformation	31
4.3.2 Spröd deformation	33
4.3.3 Sen- eller postglaciala förkastningar	35
4.3.4 Seismicitet och rörelse i berggrunden i historisk tid	35
4.4 Meteoritkratrar	37
4.5 Malmprovinser	37
4.6 Tierps kommun i ett nationellt perspektiv	39
5 Jordartsgeologi	41
5.1 Isavsmältning och isrörelser	41
5.2 Jordarter inom Tierps kommun	42
5.2.1 Glaciala jordarter	42
5.2.2 Postglaciala jordarter	48
6 Berggrundsgeologi	49
6.1 Metodik	49
6.2 Bergartsindelning	49
6.3 Berggrunden inom undersökningsområdet	51
6.3.1 Ytbergarter	51
6.3.2 Djupbergarter	54
6.3.3 Gångbergarter	56
6.3.4 Migmatit och ådergnejs av varierande ursprung	56
6.4 Berggrundens homogenitet	61
7 Radon i jordarter och berggrund	63
7.1 Jordarter	63
7.2 Berggrund	66

8	Deformationszoner	67
8.1	Definitioner	67
8.2	Metodik	68
8.3	Bergartsgrupper i ett tektoniskt perspektiv	73
8.4	Tolkade deformationszoner	75
8.4.1	Delområde A	75
8.4.2	Delområde B	78
8.5	Deformationszoner i tid och rum	85
9	Exploateringsintressen	87
9.1	Nyttostensförekomster	87
9.2	Malmförekomster	92
10	Geologiska förutsättningar för lokalisering av ett djupförvar	97
10.1	Viktiga faktorer	97
10.2	Allmänna geologiska förutsättningar	98
10.3	Områden av intresse för fortsatta studier	99
10.4	Jämförelser med andra lokaliseringsstudier	102
11	Referenser	105
Bilaga 1.	Geologisk ordlista	113

1 Inledning

På uppdrag av Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB) har en sammanställning och utvärdering gjorts av befintlig information rörande jordarter, bergarter och deformationszoner inom Tierps kommun. Även exploateringsintressen av jord- och bergarter har beaktats. Rapporten är en del av det geovetenskapliga underlag som skall ligga till grund för att bedöma förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle till kommunen.

Förutom till SKB, berörda myndigheter och geovetare i olika sammanhang vänder sig rapporten också till en bredare krets av intressenter, däribland medborgarna i Tierps kommun. Den breda målgruppen medför krav på ett lättläst språk samtidigt som rapporten skall vara vetenskapligt relevant. Det har dock inte varit möjligt att presentera vetenskapligt relevanta beskrivningar utan att i viss utsträckning använda geologiskt fackspråk. Förklaringar till geologiska termer ges då som regel första gången de förekommer i texten. Dessutom bifogas en geologisk ordlista, Bilaga 1. I vissa fall finns förklaringar enbart i ordlistan.

2 Mål och förutsättningar

Målet har varit att göra en översiktlig bedömning av de geologiska förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar. Detta innebär att utredningen redovisar berggrundens strukturella uppbyggnad samt visar om det inom kommunen kan finnas homogena, flera kvadratkilometer stora områden med få regionala deformationszoner där berggrunden består av en bergart som inte bedöms bli aktuell för exploatering. Dessutom diskuteras berggrundens långsiktiga stabilitet. Hydrogeologiska aspekter behandlas i en annan utredning (Follin m fl, 1999).

En förutsättning för studien var att den skulle grundas på befintlig information som t ex publicerade berggrunds- och jordartsgeologiska kartor samt särskilda undersökningar vilka sammanställts i olika publikationer och rapporter. När det gäller deformationszoner går emellertid studien ett steg längre genom att också tolkning av strukturella mätningar, geofysiska flygmätningar och topografiska data har utförts. Skälet till detta är att någon heltäckande tolkning av dessa data inte tidigare gjorts. För att översiktligt kontrollera de slutsatser som presenteras har också begränsade fältkontroller gjorts.

En utredning som på detta sätt huvudsakligen baseras på befintlig, mer eller mindre ofullständig, information får i första hand inriktas på att identifiera områden som inte kan bli aktuella för en lokalisering eller som bedöms olämpliga eller ogynnsamma.

Sådana områden karaktäriseras exempelvis av:

- malmpotentiell berggrund,
- kända regionala deformationszoner och/eller påvisade berggrörelser i samband med inlandsisens avsmältning,
- heterogen och svårtolkad berggrund.

När det gäller gynnsamma faktorer som:

- vanlig bergart utan intresse för nyttjande som naturresurs,
- stort område med få större deformationszoner,
- enkla och homogena berggrundsförhållanden,
- hög blottningsgrad,

grundas bedömningen i många fall på frånvaron av indikationer. Exempelvis karaktäriseras ett "område med få större sprickzoner" i denna studie av att det inte finns några kända indikationer på att berggrunden i det aktuella området är rik på större sprickor eller sprickzoner. Bedömningen grundas med andra ord inte på information från någon systematisk kartering av just sprickzoner.

Det resultat som utredningen gett står i relation till den skala i vilken sammanställningar och tolkningar gjorts. Underlagsmaterialet föreligger huvudsakligen i skalintervallet från 1:50 000 till 1:250 000 och sammanställningarna blir därmed översiktliga i relation till ett djupförvars dimensioner. Vidare grundas de slutsatser som presenteras på ytinformation och direkta observationer från förvarsdjup, ca 500 m under markytan, inskränker sig

till några få borrhål. Emellertid visar erfarenheter från jämförelser mellan ytinformation och information från borrhålsundersökningar att generella slutsatser om berggrunden som baseras på ytinformation vanligen är giltiga även på förvarsdjup. Sådana erfarenheter finns exempelvis från SKBs typområdesundersökningar och från Äspölaboratoriet i Oskarshamns kommun. Detaljerade förutsägelser om förhållandena på förvarsdjup kan emellertid inte göras utifrån enbart ytinformation.

För en tillförlitlig studie av geologiska förhållanden krävs att ett något större område än det egentliga intresseområdet beaktas. Undersökningsområdet, se Figur 2-1, omfattar därför inte bara själva kommunen utan även den närmaste omgivningen.



SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

0 5 10
kilometer

Figur 2-1. Undersökningsområdet (hela bilden) och Tierps kommun.

3 Befintlig information

I detta kapitel beskrivs översiktligt den information som nyttjats i studien. I rapporten ges dessutom hänvisningar till referenslistan, vilket underlättar för läsaren att själv ta del av underlagsmaterialet. Att den befintliga informationen är mycket varierande både vad gäller detaljeringsgrad och ålder, delvis också kvalitet, medför att utredningens tillförlitlighet i motsvarande grad kännetecknas av vissa variationer från en del av kommunen till en annan. Detta faktum tas upp i ett särskilt avsnitt (Kapitel 3.5).

3.1 Jordartsgeologisk information

Över en stor del av undersökningsområdet finns jordartsgeologisk information i form av moderna digitala jordartskartor (Ericsson och Lidén, 1988; Grånäs, 1990, Persson, 1982, 1984, 1985, 1986, 1988), se Figur 3-1. Kartindelningen följer Lantmäteriets bladindelning för topografiska kartan över Sverige.

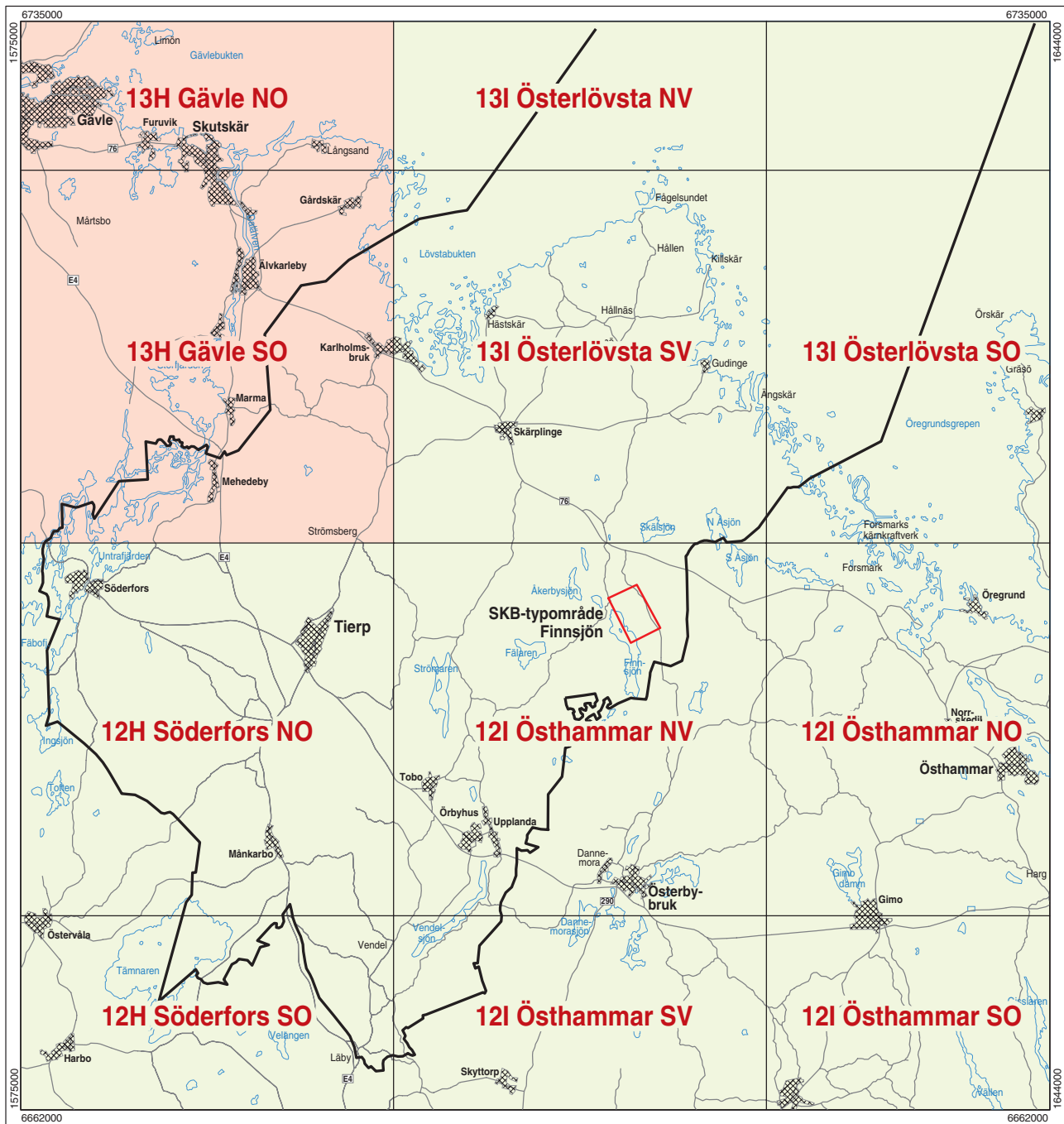
Över områdets nordvästra del, inom de topografiska kartbladen 13H Gävle SO och NO, saknas modernt material. Den befintliga jordartsinformationen i form av kombinerade jordarts- och berggrundskartor är föråldrad och härstammar huvudsakligen från 1800-talets senare del (Wahlqvist, 1868a, 1868b; Sandegren m fl, 1939; Sandegren och Lundegårdh, 1949). Kartbladsindelningen för de äldre kartorna framgår av Figur 3-2. Denna äldre information tillsammans med geofysiska flygmätningar, grusinventeringar och flygbilder utgör underlag till den digitala jordartskartan över detta område.

3.2 Berggrundsgeologisk information

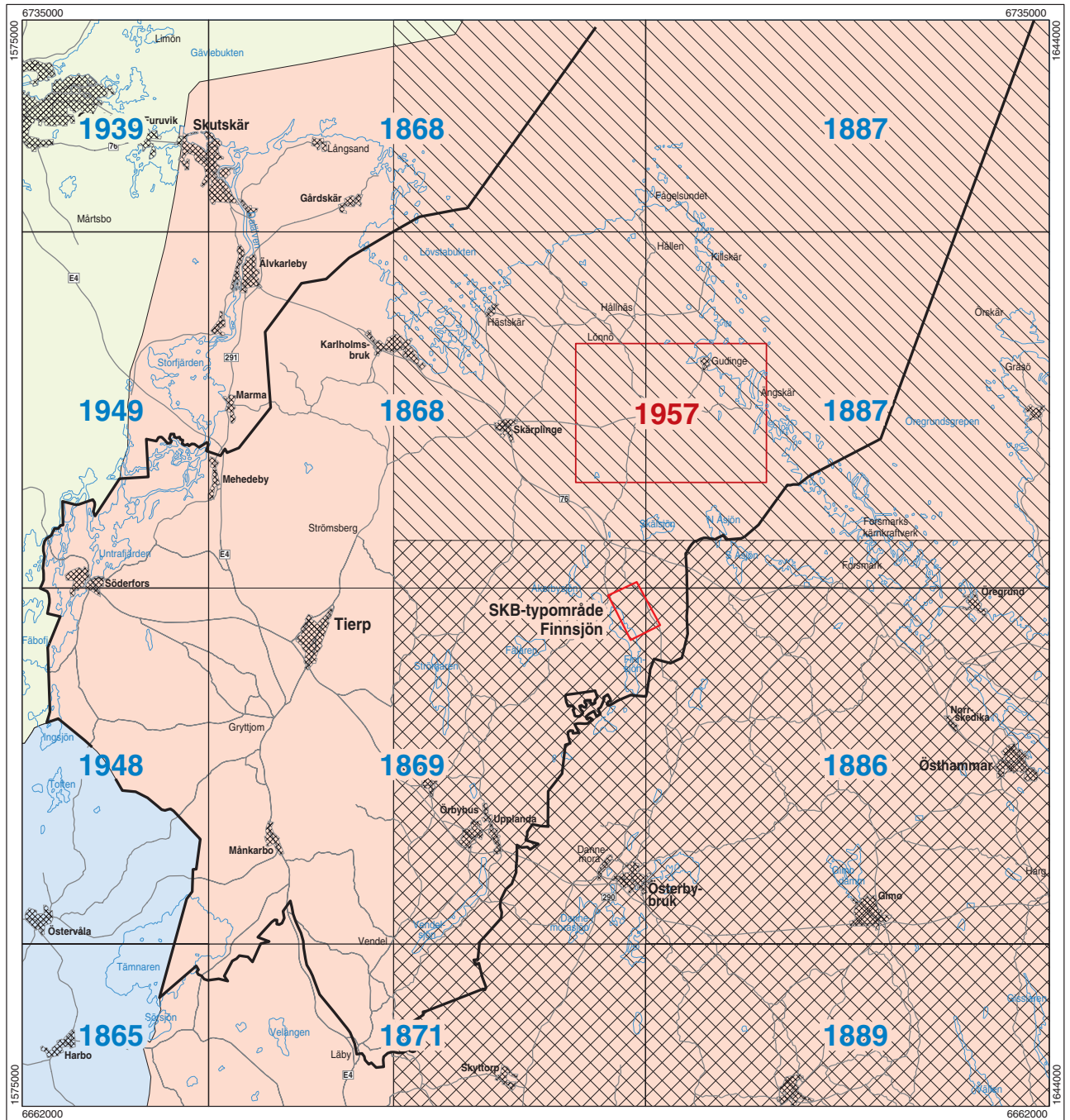
Berggrundsgeologisk information föreligger huvudsakligen i form av publicerade kartor, se Figur 3-2. Berggrundskartor i skala 1:250 000 samt äldre kombinerade jordarts- och berggrundskartor i skala 1:50 000 finns att tillgå för hela området (Lundegårdh 1966; Söderholm m fl, 1983; Lundegårdh m fl, 1991 respektive Erdmann, 1865; Wahlqvist, 1868a, 1868b; Stolpe, 1869; Pettersson, 1871; Blomberg, 1886; Svenonius, 1887; Holst, 1887; Blomberg, 1889; Sandegren m fl, 1939; Sandegren m fl, 1948; Sandegren 1949). En senare sammanställning i skala 1:250 000 (Persson och Stålhös, 1991) som till stor del bygger på de äldre kartorna täcker den östra delen av undersökningsområdet.


Moderna, mer detaljerade berggrundskartor i skala 1:50 000 finns endast över den sydöstra delen av området inom de topografiska kartbladen Östhammar NV, NO, SV och SO (Stålhös, 1991), se även Figur 3-1. Relativt detaljerad berggrundsinformation föreligger också från Gudingeområdet (Sund, 1957).

Den mest detaljerade informationen inom Tierps kommun finns från SKBs typområde Finnsjön, ett ca 12 km² stort område nära gränsen mot Östhammars kommun. I detta område har omfattande arbeten gjorts från 1977 och framåt, bl a omfattande hydrogeologiska och bergtekniska undersökningar, berggrundskartering, geofysiska markmätningar samt 11 kärnborrhål, varav det djupaste ner till ca 700 meter (t ex Ahlbom m fl, 1992).




Figur 3-1. Befintliga jordartskartor.




 Länskarta 1:250 000, Lundegårdh 1966

 Länskarta 1:250 000, Söderholm m.fl. 1983

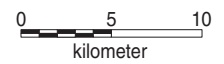
 Länskarta 1:250 000, Lundegårdh m.fl. 1981

 PÖB Uppsala 1:250 000, Persson & Stålhös 1991

 Af-kartor 1:50 000, Stålhös 1991

1889 Aa-kartor 1:50 000

1957 SGU Ser C 1:100 000, Sund 1957


0 5 10
kilometer

SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Figur 3-2. Befintliga berggrundskartor.

Vid studier av deformationszoner utgörs berggrundsgeologiska primärdata i första hand av planstrukturer som uppmätts i samband med den geologiska kartläggningen. Dessa definieras av planorienterade mineral (s k förskifring) samt av bandning. Vidare nyttjas fältakttagelser, gjorda vid samma kartläggning, av kraftigt deformerade bergarter, s k myloniter, som är finkorniga, samt krossbreccior, som innehåller kantiga fragment vilka kan vara hopläkta av olika mineral.

Uppgifterna om malm- och nyttostensförekomster härrör huvudsakligen från SGUs publikationer och kartor, sammanställningar av Statens Industriverk (1980) samt från motsvarande SKBs förstudie av Östhammars kommun (Lindroos, 1996). I några fall härrör information från mycket gamla kartor (Stolpe, 1869; Wahlqvist, 1868) och i dessa fall kan fyndigheternas geografiska lägen vara osäkra.

3.3 Geofysisk information

Med geofysisk information avses här data från flygburna mätningar samt tyngdkraftsmätningar och höjdinformation (topografiska data). Informationen har framför allt använts för att identifiera deformationszoner men i vissa fall har geofysisk information, i kombination med begränsade fältkontroller, nyttjats för att revidera befintliga berggrundsgeologiska kartor. Slutligen har strålningsmätningar använts för att bedöma markradonpotential och berggrundens radiuminnehåll.

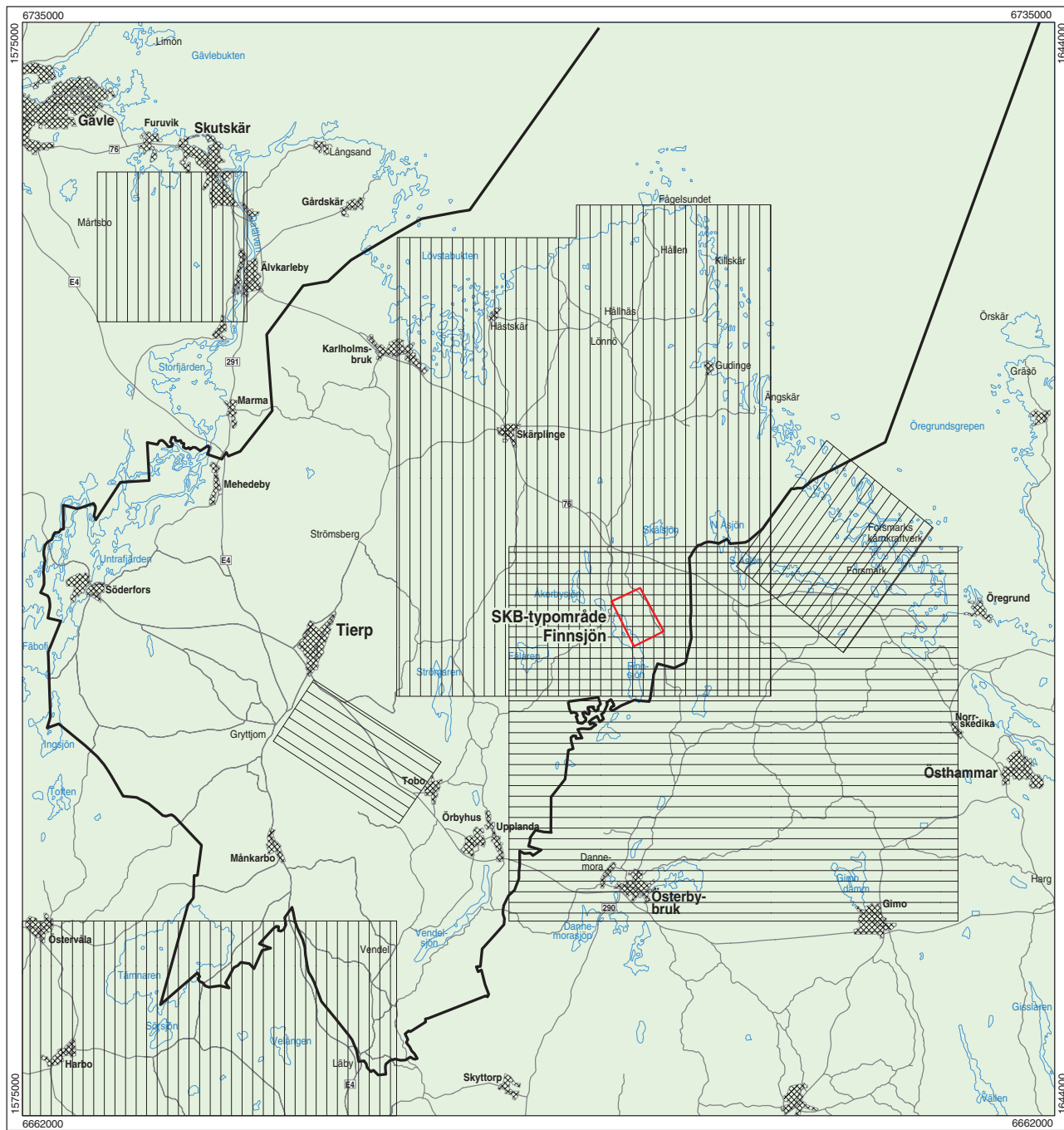
Flyggeofysisk information

Flygburna geofysiska mätningar utförs för att registrera variationer i jordens magnetfält, elektriska egenskaper och den naturliga gammastrålningen. Resultaten används bl a vid kartering av berggrunden och vid prospektering efter värdefulla mineral. Som framgår av Figur 3-3 finns information från flygburna mätningar över hela området. Utöver SGUs ordinarie kartbladsvisa mätningar finns mätningar utförda av LKAB och Boliden AB samt två specialmätningar utförda av SGU/SGAB. Mätningen söder om Tierp gjordes på uppdrag av Energiforskningsnämnden inom ramen för projektet "Utvinning av geotermisk energi ur svaghetszoner i berg".

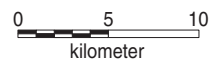
Magnetiska mätningar visar lokala variationer i jordens magnetfält. Dessa variationer återspeglar halten av magnetiska mineral, främst magnetit, i berggrunden. Eftersom olika bergarter ofta skiljer sig vad beträffar magnetit halt är magnetiska mätningar ett utmärkt hjälpmedel vid berggrundskartering. Genom att tolka magnetiska anomalier och anomali-mönster erhålles också strukturgeologisk information.

Elektromagnetiska mätningar bygger på principen att ett elektromagnetiskt fält från en sändare, primärfältet, genom induktion ger upphov till elektriska strömmar i elektriskt ledande kroppar. Dessa strömmar ger i sin tur upphov till ett nytt elektromagnetiskt fält, sekundärfältet. Genom att mäta variationer i sekundärfältet kan elektriska ledare i berggrunden kartläggas. Dessa ledare utgörs vanligen av elektriskt ledande bergartsled (exempelvis grafitförande bergarter), kroppar med förhöjd halt av metalliska mineral eller av vatten- eller lermineralförande krosszoner.

Gammastrålning är en elektromagnetisk strålning som avges vid sönderfall av instabila atomkärnor. I vår omgivning förekommer naturligt gammastrålning (radioaktiva) isotoper av kalium, uran och torium. Mätning av naturlig gammastrålning ger därför information om halten av dessa element i det översta skiktet av berggrunden (om den är blottad) eller i de lösa avlagringarna. Mätningarna ger också information om radioaktivt nedfall där cesium-137 från reaktorhaveriet i Tjernobyl är det mest aktuella exemplet.



- Mätning utförd av SGU (hela området)
- Mätning (Forsmarksområdet) utförd av SGU
- Mätning (Tierpsområdet) utförd av SGAB
- Mätning utförd av Boliden AB
- Mätning utförd av LKAB



Figur 3-3. Flygburna geofysiska mätningar.

Tyngdkraftsmätningar

Mätningar av jordens dragningskraft, så kallade tyngdkraftsmätningar, ger information om berggrundens densitet (täthet). Därigenom kan tyngre bergarter skiljas från lättare. Tyngdkraftsmätningar är också ett bra hjälpmedel för att studera lättare eller tyngre bergarters utbredning mot djupet. Exempelvis kan modellberäkningar av en granitkroppens utbredning mot djupet göras, förutsatt att dess densitet skiljer sig från omgivningens. Fördelningen av mätstationer framgår av Figur 6-6. Täckningen inom undersökningsområdet är god med undantag av ett område i Östhammars kommun samt havsområdet. Mätningarna har i detta skede endast tolkats kvalitativt.

Topografiska data

Genom att studera höjdinformation, även kallad terrängmodellen, erhålls viktig information i flera avseenden. Terrängmodellen visar var det finns hög- respektive låglänta områden, samt var terrängen är flack, mjukt kuperad eller starkt bruten. Denna grundläggande information ger i sin tur information om bland annat hydrologiska förhållanden (dräneringsmönster) och sprickzoner. Sprickzoner återspeglas ofta i terrängen som mer eller mindre uthålliga branter, dalgångar eller raviner.

Lantmäteriet tillhandahåller över hela landet digitala höjddata i kvadratiska mätpunkter med 50, 200 och 500 m upplösning. I detta projekt har data med 50 m upplösning använts. Höjddata har inom havsområdet kompletterats med digitala djupkurvor från Sjöfartsverket.

3.4 Övriga undersökningar av särskilt intresse

I det befintliga underlagsmaterialet finns ett antal undersökningar som är av särskilt intresse. Dit hör de arbeten som gjorts inom SKBs typområde Finnsjön samt inför anläggningen av Forsmarksverket och SFR. Av stort intresse är också resultaten från en mer översiktlig studie av Uppsala län.

Skälet till att dessa undersökningar är särskilt intressanta är att de har utförts med syfte att, som i Finnsjön, få fältdata till en säkerhetsanalys (KBS-1) för ett djupförvar. Eller, som i fallet SFR, få data inför en verklig lokalisering av ett förvar för radioaktivt avfall, om än på mindre djup och för låg- och medelaktivt kortlivat avfall. Även inför anläggningen av Forsmarks kärnkraftverk var exempelvis berggrundens stabilitet och förekomst av regionala sprickzoner viktiga frågor. Undersökningarna har därför fokuserats på just sådana faktorer som är betydelsefulla när det gäller att bedöma förutsättningarna för att anlägga ett djupförvar. Det är dessutom endast i samband med dessa studier som borrhining till större djup utförts inom undersökningsområdet.

Av de ovan nämnda detaljundersökningarna är det bara de i Finnsjön som gjorts inom Tierps kommun men den kunskap om berggrunden i en nära omgivning som erhållits är ändå mycket värdefull. Kunskapen kan, dock med försiktighet, appliceras på berggrunden inom stora delar av Tierps kommun. Erfarenheterna från undersökningarna i Forsmarksområdet, inklusive SFR, har införlivats i denna förstudie genom att information från förstudien av Östhammars kommun har nyttjats.

Den översiktliga studien av Uppsala län är en sammanställning av befintlig information och har, tillsammans med andra länsstudier, gett en regional översikt som bakgrund och jämförelsematerial till förstudierna i kommunskala.

En betydande del av undersökningsområdet har tidigare behandlats inom ramen för motsvarande förstudie av Östhammars kommun, se Figur 2-1. Fördjupningar i form av fältbesök inriktades då av naturliga skäl på att närmare klarlägga de geologiska förhållandena i den då aktuella kommunen. Närområdet till Forsmarksverket studerades mera ingående och i en mer detaljerad skala.

3.5 Informationstäthet och kvalitet

Den befintliga informationen inom undersökningsområdet är högst varierande såväl när det gäller tätheten av observationer och mätningar samt ålder och delvis också kvalitet. Bedömningar som presenteras i utredningen av områden där underlaget är mindre tillfredställande måste användas med extra stor försiktighet.

Jordartsinformationen är av god kvalitet med undantag av ett mindre område i nordväst där befintliga kartor är gamla och särskilt utbredningen av våtmarker inaktuell. Kartorna har i någon mån kunnat revideras i detta avseende med hjälp av bl a flygbilder och geofysiska data. Det måste dock framhållas att kvaliteten och upplösningen skiljer sig ganska avsevärt mellan detta område i nordväst och kommunen i övrigt.

Modern berggrundsgeologisk kartläggning har endast utförts inom det område i sydost som täcks av Af-kartor i skala 1:50 000, se Figur 3-2. I övrigt är underlagsmaterialet, med undantag för Gudingeområdet, mycket översiktligt och i många fall omodernt. Information om berggrundens strukturella karaktär och homogenitet saknas därför för stora delar av undersökningsområdet. Detsamma gäller mätningar av planstrukturer och observationer av kraftigt deformerade bergarter. Eftersom blottningsgraden i västra delen av undersökningsområdet är mycket låg måste den kartering som där gjorts, utan stöd av flyggeofysiska mätningar, betraktas som mindre tillförlitlig.

Flyggeofysiska och topografiska data finns nu över hela undersökningsområdet. Noteras kan att när motsvarande förstudie av Östhammars kommun genomfördes fanns inte några flygmätningar inom den nordöstra delen av det då aktuella undersökningsområdet. Tyngdkraftsmätningar täcker också hela området även om det finns områden, havsområdet samt norra delen av Östhammars kommun, där mätningarna är mycket glesa.

Kommunens havsområde är av naturliga skäl mindre väl undersökt. Den information som finns är flyggeofysiska mätningar och topografiska data (djupkurvor). Elektromagnetiska mätningar och strålningsmätningar ger däremot ingen information från havsområdet. En mycket översiktlig geologisk karta över havsområdet har presenterats av Ahlberg (1986).

4 Tierps kommun i ett regionalgeologiskt sammanhang

I detta kapitel presenteras, som bakgrund till beskrivningen av kommunens geologi, en regionalgeologisk översikt över Sverige. Översikten omfattar ett tidsintervall som börjar för mer än 2500 miljoner år sedan och sträcker sig fram till och med den glaciala och postglaciala utvecklingen under de senaste ca 2 miljoner åren. Tyngdpunkten har lagts på det tektoniska perspektivet. Med tektonik menas den geologiska delvetenskap som behandlar den storskaliga uppbyggnaden av jordklotets yttre skikt (jordskorpan). Termen innefattar geologiska processer och strukturer relaterade till rörelser i berggrunden. I den sista delen av detta kapitel placeras Tierps kommun i ett nationellt perspektiv.

4.1 Kontinenternas rörelser

Jordskorpan är normalt 35-50 km tjock under kontinenterna och upp till 11 km tjock under oceanerna. Den är inte sammanhängande utan i stället tillsammans med den övre delen av manteln uppdelad i ett antal plattor, se Figur 4-1. Dessa plattor "flyter" på den undre, delvis uppsmälta, manteln och rör sig i förhållande till varandra med en hastighet som uppgår till några centimeter per år. Rörelserna leder till att kontinenter kan kollidera, både med oceaner och med varandra, eller spricka upp och glida isär. I det sistnämnda fallet bildas nya oceaner. Jordbävningar och vulkanutbrott förekommer företrädesvis i anslutning till plattgränserna.

En följd av plattornas rörelser är att också vårt landområde rört sig över jordklotet under den långa tidsrymd som förflutit sedan jorden bildades. Ett exempel på effekter av sådana rörelser är raukarna på Gotland, vilka utgör rester av gamla korallrev som bildades för ca 400 miljoner år sedan när "Sverige" befann sig nära ekvatorn. Ett annat exempel på effekter av kontinenternas vandring är påvisade spår av nedisning i nuvarande Sahara-öknen.

Särskilt i samband med plattkollisioner deformeras och omvandlas bergarterna kraftigt. Bergarter som utsätts för deformation på stort djup och under hög temperatur deformeras plastiskt, d v s de beter sig som en trögflytande massa. Detta ger upphov till en mer eller mindre genomgripande deformation som dock i vissa fall koncentreras till så kallade *plastiska skjuvzoner*. På högre nivåer i jordskorpan, där temperaturen är lägre, deformeras bergarterna sprött (genom uppsprickning), vilket ger upphov till *sprickor, sprickzoner och förkastningar*. Termen förkastning används för sprickor eller sprickzoner längs vilka rörelser har skett parallellt med zonen. Zoner längs vilka deformationen i berggrunden är kraftigare än i omgivningen kallas med ett gemensamt namn för *deformationszoner* och är av speciell betydelse vid val av plats för ett djupförvar.

Plattkollision, bergskedjebildning (orogenes) och tillväxt av kontinenter

Tillväxt av kontinenter sker huvudsakligen genom att bergartssmältor, så kallade magmor, stiger från djupare delar av jordskorpan för att sedan på en högre nivå kristallisera till bergarter. Sådan magmatisk aktivitet präglar idag randzonen till några kontinenter där plattor



Figur 4-1. Jordklotets viktigare, nu aktuella plattor och plattgränser. Efter Wikström (1994). Sverige ligger inom den Eurasiatiska plattan långt öster om den mittatlantiska ryggen där de Eurasiatiska och Nordamerikanska plattorna glider isär, och på stort avstånd från en aktiv plattkollisionsszon i södra Europa.

uppbyggda av kontinental och oceanisk jordskorpa kolliderar. Tillväxt kan också ske när två kontinenter som följd av de plattektoniska rörelserna kolliderar och slås samman.

Dessa storskaliga processer utmärker vad som inom den geologiska terminologin kallas för orogenes eller bergskedjebildning. Områden som berörs av en orogenes kallas för orogener eller orogena bälten. De orogena processerna pågår vanligtvis under flera tiotals till hundratals miljoner år och jordskorpan inom det orogena bältet är under denna period mycket instabil. Exempel på områden där orogena processer pågår idag är bergskedjebildningen i Anderna som är ett resultat av en kollision mellan en kontinent (Sydamerika) och en ocean (Stilla Havet), och i Himalaya som är en produkt av att en kontinent (Indien) kolliderar med en annan (Asien). Kollisionen i Himalaya började för ca 65 miljoner år sedan och pågår fortfarande.

Efter hand som de orogena processerna upphör bildas en mer stabil jordskorpa, en skraton, som då även kan omfatta äldre orogena bälten. Större delen av Sverige tillhör en gammal kraton som huvudsakligen är uppbyggd av prekambrisk bergarter (äldre än 545 miljoner år) och kallas den fennoskandiska skölden eller urberget. Inom begränsade områden täcks urberget av ett tunt täcke av fossilförande, fanerozoiska bergarter (yngre än 545 miljoner år). En successivt pågående upplyftning och erosion av jordskorpan leder till att bergarter som en gång bildades och/eller omvandlades djupt ner i jordskorpan, idag kan utgöra den exponerade berggrundsytan.

Kontinentuppsprickning och bildning av en ny ocean

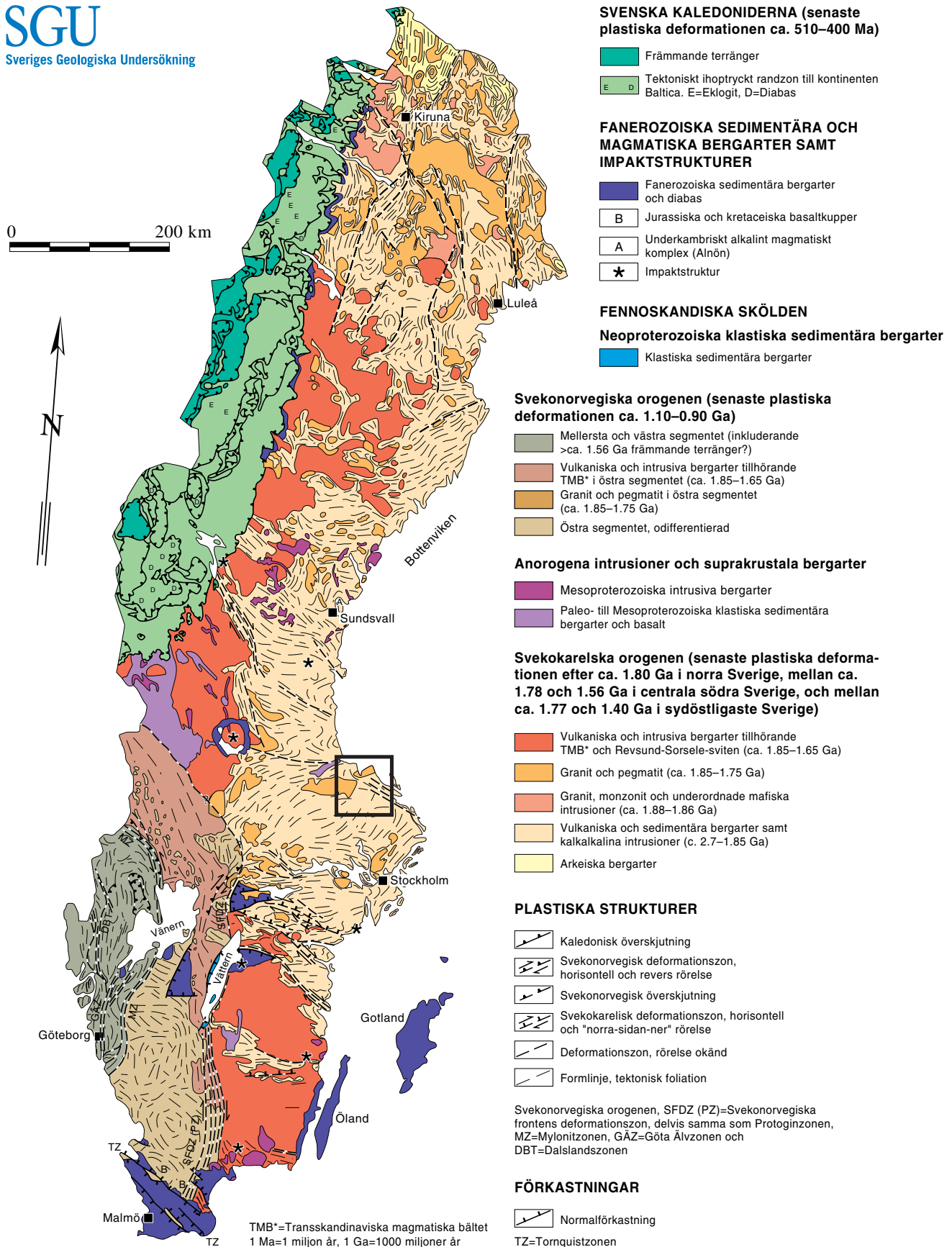
Ett annat skratoniskt scenario är när en stor kontinent förtunnas och spricker upp. En långtgående sådan process innebär att "kontinentfragment" glider ifrån varandra och ny ocean bildas mellan "fragmenten". Kontinentuppsprickning karakteriseras av vulkanism och förkastningsrörelser relaterade till förtunningen av jordskorpan.

Vid i stort sett samma tidpunkt som Indien började att kollidera med den asiatiska kontinenten, startade den uppsprickning och isärglidning av en stor kontinent, i vilken "Nordamerika" och "Europa" bildade viktiga komponenter. Så småningom ledde dessa processer till bildande av en ny ocean (Nordatlanten). Gränsen mellan plattorna, där isärglidningen fortfarande pågår med en hastighet av ca 2 cm/år, kallas den mittatlantiska ryggen. Island ligger på den norra delen av denna rygg.

4.2 Regional tektonisk utveckling i Sverige

Bergskedjebildningar och etablering av en plan urbergsyta

Merparten av Sveriges berggrund kan hänföras till tre olika orogener (Stephens m fl, 1994), se Figur 4-2. Den äldsta är den svekokarelska orogenen i östra Sverige. Den näst äldsta, den svekonorvegiska orogenen, har sin utbredning i sydvästra delen av landet och den yngsta, den kaledoniska orogenen, i nordväst. Större delen av den skandinaviska fjällkedjan tillhör den kaledoniska orogenen. De tre orogenerna ligger samtliga väster om, men har delvis påverkat, en ännu äldre (mer än 2500 miljoner år) kontinentkärna som exponeras i den nordligaste delen av Sverige samt i Finland, Norge och Ryssland. Den slutliga kratoniseringen, dvs stabiliseringen av jordskorpan efter det att de orogena processerna upphört, skedde i östra Sverige för ca 1600 miljoner år sedan, i sydväst för ca 900 miljoner år sedan och i den nordvästra delen av landet för ca 400 miljoner år sedan.



Figur 4-2. Tektoniska enheter i den svenska berggrunden. Modifierad efter Stephens m fl (1994). Rektangeln visar undersökningsområdet.

Sedan de orogena bältena stabiliserats har de dock påverkats av ett flertal tektoniska skeenden och magmaintrusioner, av vilka de viktigaste är:

1. Injektion av magma, delvis i samband med kontinental uppsprickning, under ett flertal perioder, bl a för ca 1600-1400, 1250-1200, 700-600, 300-275 och 165-130 miljoner år sedan.
2. Avsättning av ett upp till 2 km tjockt, fossilförande sedimenttäckte, yngre än ca 545 miljoner år, på en kraftigt nederoderad och plan urbergsyta, det s k subkambriska peneplanet.
3. Bildandet av sprickor, sprickzoner och förkastningar. Några av dessa har varit aktiva senare än för ca 545 miljoner år sedan och har stört det subkambriska peneplanet. Relationen mellan dessa strukturer och vissa tektoniska skeenden i jordskorpan utveckling är i de flesta fall mycket svårbestämd.
4. Bildning av ett flertal runda strukturer efter meteoritnedslag från perioden 545-70 miljoner år sedan.

Det subkambriska peneplanet bildades under den senare delen av prekambrisk tid, för ca 700-545 miljoner år sedan, när det svenska urberget påverkades av upplyftning och erosion, vilket skapade en plan urbergsyta (se även Kapitel 4.3, Figur 4-5). Denna urbergsyta och andra liknande erosionsytor (t ex Lidmar-Bergström, 1993, 1994, 1996) utgör viktiga hjälpmedel för att tidsbestämma senare rörelser i jordskorpan. Rörelser som påverkat det subkambriska peneplanet är yngre än ca 700-545 miljoner år.

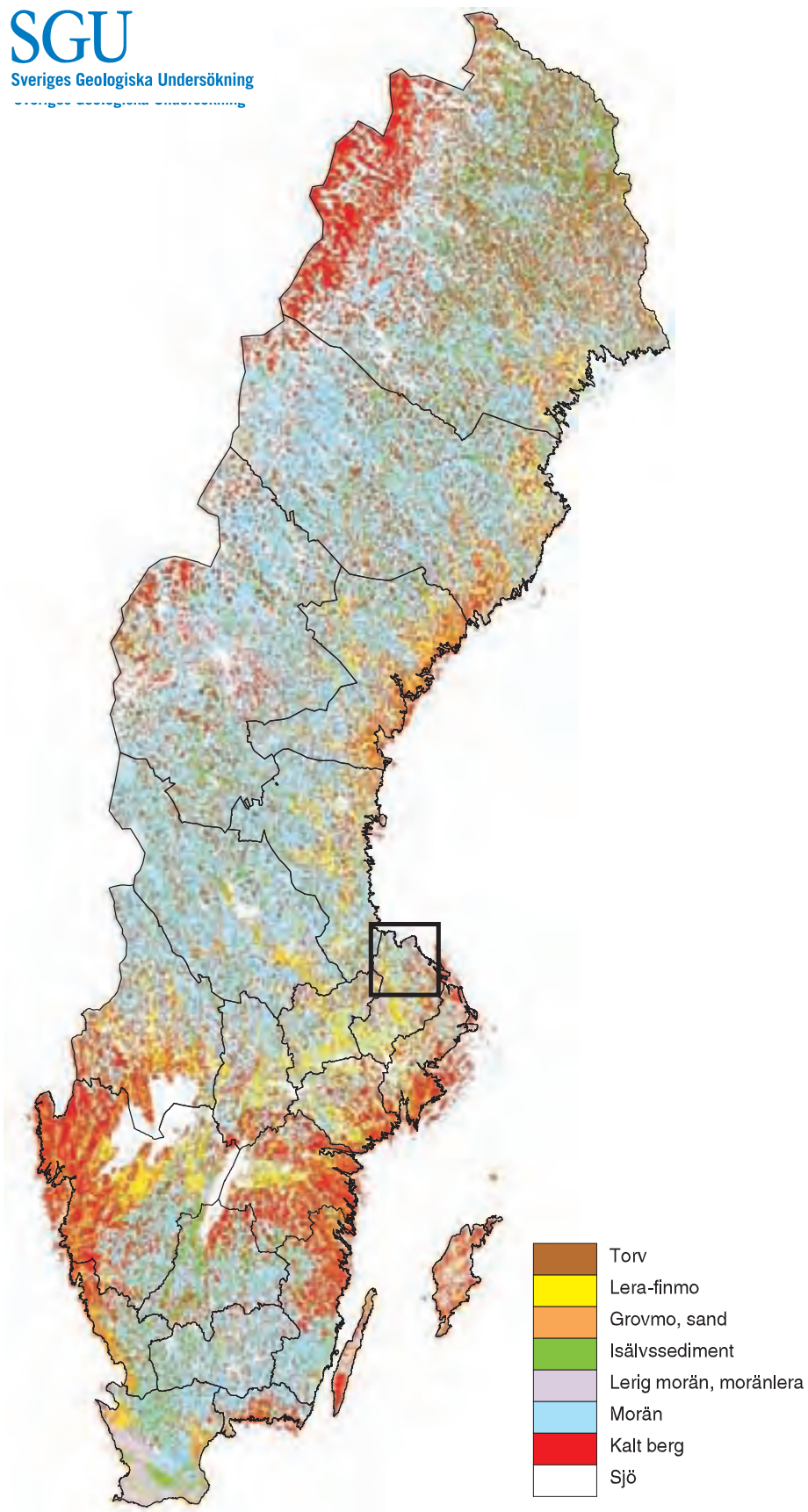
Nedisningar, postglacial utveckling och framtida klimatförändringar

Den yngsta perioden i jordens utvecklingshistoria, kvartärtiden, omfattar de senaste ca 2 miljoner åren och kännetecknas av ett kallt klimat (Lindström m fl, 1991). Delar av bl a norra Europa, inklusive Sverige, har periodvis täckts av landisar. Redan för 15-10 miljoner år sedan skedde en markant klimatförsämring och temperaturen föll samtidigt som svängningarna mellan kallare och varmare perioder blev allt mer markanta. Detta mönster tilltog sedan under kvartärtiden. Den senaste istiden, Weichsel-istiden, inleddes för ca 115 000 år sedan. För ca 20 000 år sedan var landisen som mäktigast och täckte hela Skandinavien. Enligt matematiska glaciologiska modeller var isen då 2-2,5 km mäktig (Boulton, 1985; Holmlund, 1993). Kortare isfria perioder, s k interstadialer, har också förekommit under Weichsel-istiden.

Isen och smältvattnet från isen avsatte flertalet av de jordarter, t ex morän och isälv-sediment, som förekommer i Sverige, se Figur 4-3. En del jordarter har dock bildats efter landisens avsmältning och bildas fortfarande. Sand och lera avsätts utmed vattendrag, lera och gyttja bildas i sjöar, och torv bildas genom att växter dör och förmultnar på platsen.

I samband med isavsmältningen började den av isen kraftigt nedtryckta jordskorpan att höja sig, först snabbt och sedan i allt långsammare takt, en rörelse som fortfarande pågår. Kraftigare s k sen- eller postglaciala rörelser i form av exempelvis jordskalv utlöstes däremot främst i samband med själva isavsmältningen eller kort därefter.

Analysen av borrhärlor från inlandsisen i Antarktis har nyligen presenterats av ett internationellt forskarlag. Resultaten är entydiga och ger en unik insikt i hur jordens klimat skiftat under de senaste 420 000 åren (Petit m fl, 1999). Det mest slående är hur regelbundna svängningarna varit mellan kalla och varma perioder. Dessa undersökningar visar att klimatet styrs av jordens position i förhållande till solen vilket förklarar den strikta



Figur 4-3. Jordartskarta över Sverige. Efter Jonasson 1996. Rektangeln visar undersökningsområdet.

periodiciteten i klimatets skiftningar. Genom att beräkna framtida variationer i jordens bana är det därför möjligt att göra vissa förutsägelser om klimatet i framtiden (se även Boulton, 1991).

Enligt Boulton och Payne (1992) kan en väsentlig tillväxt av glaciärer i fjällkedjan förväntas om ca 6 000 år och istäcket skulle få sin maximala utbredning om ca 70 000 år, med isfronten liggande i Skåne. De studier som gjorts (Mörner, 1972; Boulton och Payne, 1992) visar att flera forskare förutser större kallfaser om 15 000 till 35 000 år och 54 000 till 70 000 år. I beräkningarna och spekulatioerna bortses från mänsklig påverkan av förloppen. Vid den pågående meteorologiska forskningen angående klimatutvecklingen under de närmaste kommande årtusendena antas de naturliga förloppen bli påverkade av människan och resultaten kan då bli annorlunda.

4.3 Deformationszoner från 1850 miljoner år till nutid

4.3.1 Plastisk deformation

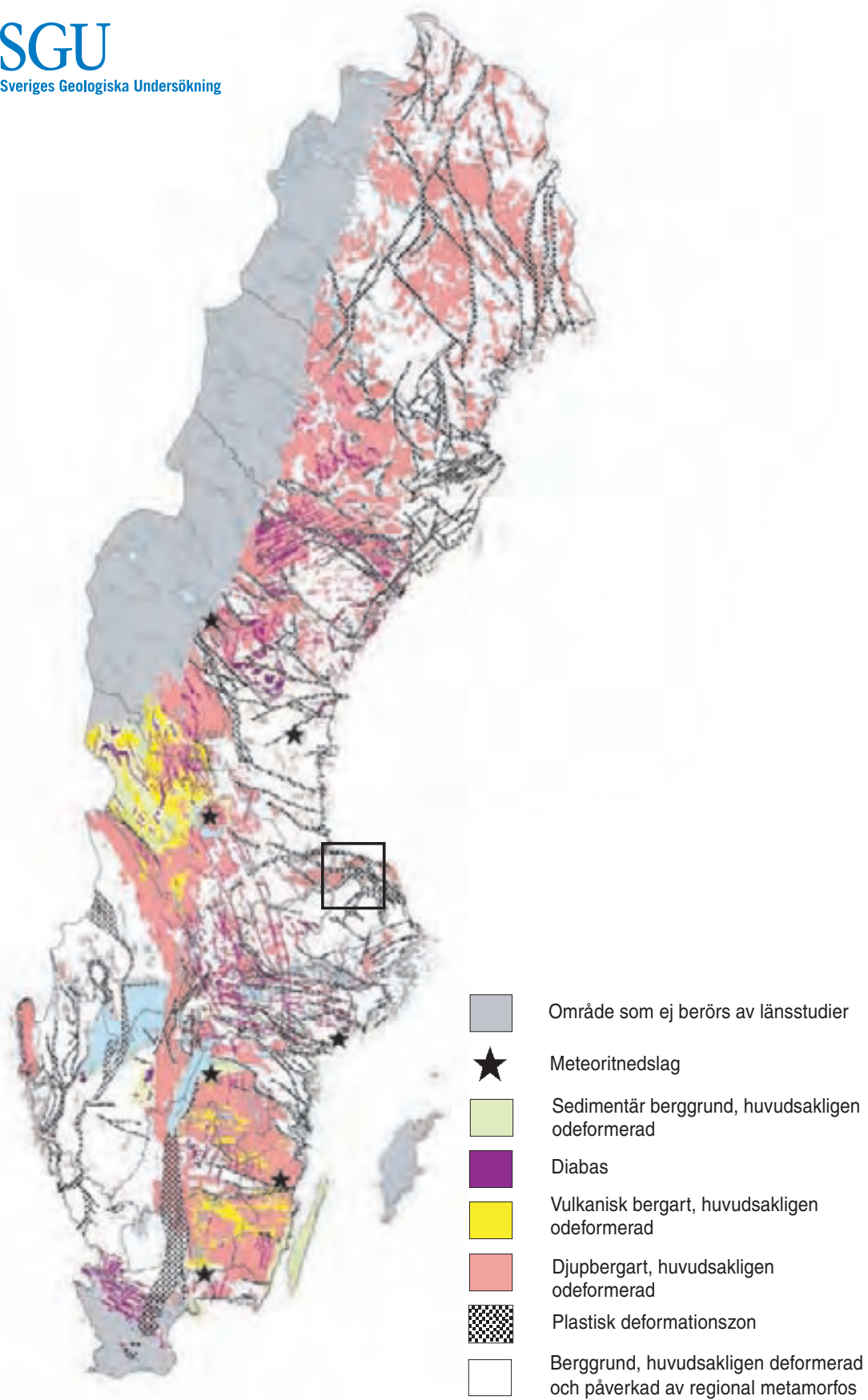
Plastiska deformationszoner har anlagts under de orogener (bergskedjebildningar) när de olika orogenerna har bildats. Beskrivningen görs utifrån kartan över tektoniska enheter, se Figur 4-2, samt en sammanställning av plastiska deformationszoner inom den prekambrika berggrunden i Sverige, se Figur 4-4.

Svekokarelska orogenen

I norra Sverige utgörs den svekokarelska orogenen huvudsakligen av bergarter som är ca 1960-1800 miljoner år gamla. Allra längst i norr finns också bergarter tillhörande den gamla kontinentkärnan (äldre än ca 2500 miljoner år) samt bergarter med åldrar mellan ca 2500 och 1960 miljoner år. Formlinjerna, som markerar den regionala trenden för plastiska planstrukturer (exempelvis berggrundens förskiffring eller gnejsighet), varierar kraftigt i riktning. Ett flertal plastiska skjuvzoner stryker i riktning NV, N-S till NNO och ONO. De flesta av dessa zoner har brant stupning och går att följa 100-200 km i strykningsriktningen.

Längre söderut utgörs den svekokarelska orogenen huvudsakligen av bergarter med åldrar på ca 1900-1650 miljoner år. Planstrukturer som påverkar bergarter som bildades för ca 1900-1850 miljoner år sedan har senare omställts i samband med storskalig veckning och bildande av brantstupande plastiska skjuvzoner orienterade i riktning NV till O-V. Zonerna kan oftast följas minst 100 km och vissa är mer än 10 km breda. Ett exempel på en NV-lig zon finns mellan Östhammar och Skärplinge i norra Uppland, den s k Singö-skjuvzonen, medan ett system av skjuvzoner med O-V-lig orientering kan följas från trakten av Oskarshamn och västerut.

Den exakta åldern på den plastiska deformationen inom dessa skjuvzoner är ej känd. Baserat på åldersbestämningar av bergarter vilka är opåverkade av deformationen, tolkas den som äldre än ca 1560 miljoner år i den centrala delen av Sverige, och äldre än ca 1450 miljoner år i den södra delen av landet. Sannolikt anlades de plastiska deformationszonerna huvudsakligen för ca 1850-1750 miljoner år sedan men många zoner har senare reaktiverats under spröda förhållanden. En rörelse där det södra blocket har rört sig åt väster eller uppåt och åt väster i förhållande till det norra blocket har konstaterats i flera plastiska skjuvzoner i de södra och centrala delarna av den svekokarelska orogenen (Skjernaa, 1992; Stephens och Wahlgren, 1993; Bergman och Sjöström 1994; Talbot och Sokoutis, 1995; Beunk m fl, 1996).



Figur 4-4. Regionala plastiska deformationszoner i Sveriges urberg. Rektangeln visar undersökningsområdet.

Svekonorvegiska orogenen

Huvuddelen av bergarterna inom den svekonorvegiska orogenen bildades för ca 1700-1590 miljoner år sedan och framför allt väster om Väneren hade de för ca 1580 miljoner år sedan blivit deformerade och omvandlade under den skandinaviska gotiska orogenesen. Bergarterna påverkades sedan av ytterligare deformation och omvandling under den svekonorvegiska bergskedjebildningen för ca 1100-900 miljoner år sedan.

Inom den svekonorvegiska orogenen uppträder ett stort antal ungefärligen N-S-liga plastiska skjuvzoner, där åtminstone den sista rörelsen har skett för ca 1000-900 miljoner år sedan. Dessa zoner bildar en stor vinkel mot de svekokarelska skjuvzonerna i öster. Ett bälte av plastiska deformationszoner vilket traditionellt benämns "protoginzonen" söder om Vättern utgör den östra begränsningen av den svekonorvegiska orogenen. Söder om Vättern är detta bälte flera tiotals kilometer brett. Zonerna i bältet domineras av vertikala rörelser och berggrunden på den västra sidan av respektive zon har rört sig uppåt och åt öster i förhållande till berggrunden på den östra sidan (Park m fl, 1991; Wahlgren m fl, 1994). Horisontella rörelser, dvs rörelser parallellt med strykningsriktningen, har dock konstaterats inom flera av de svekonorvegiska plastiska skjuvzonerna. Detta gäller exempelvis "mylonitzonen" som sträcker sig genom Väneren (Stephens m fl, 1996).

Kaledoniska orogenen

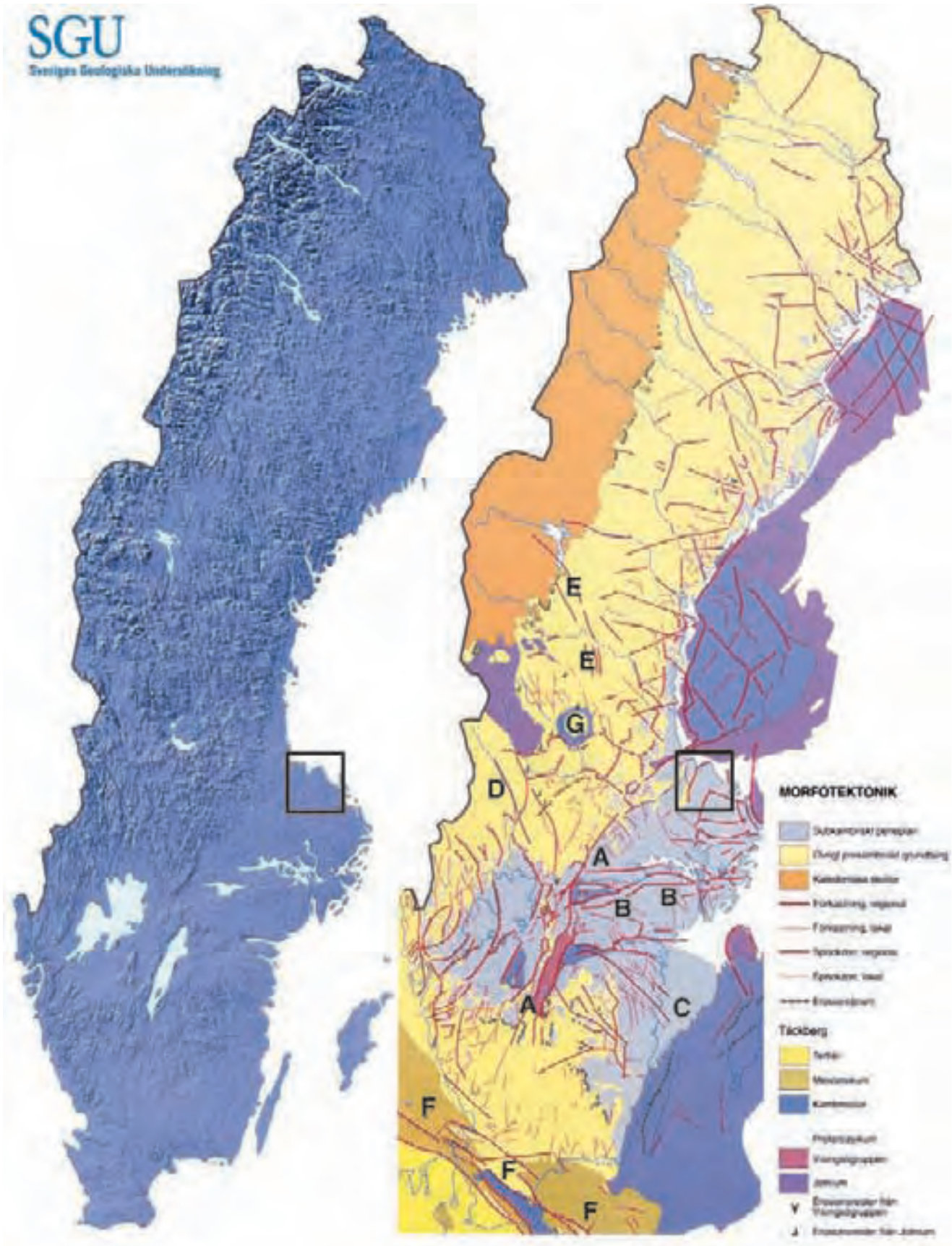
Den kaledoniska orogenen i nordvästra Sverige motsvarar i princip den svenska fjällkedjan. Deformation och omvandling ägde rum för ca 510-400 miljoner år sedan och påverkade både äldre bergarter och de bergarter som bildades i samband med själva orogenesen.

De dominerande strukturerna inom detta område är flackt liggande deformationszoner som skiljer stora berggrundspaket (skollor) från varandra. Utefter dessa zoner har ursprungligen lägre belägna bergartsenheter skjutits upp över vad som ursprungligen var högre belägna enheter. Detta kallas inom den geologiska terminologin för "överskjutningar". Skollorna har i många fall transporterats flera hundra kilometer åt OSO upp på varandra och har även påverkats av storskalig veckning.

4.3.2 Spröd deformation

Spröda deformationszoner har anlagts antingen i ett sent skede av en orogenes, när jordskorpan börjat stabiliseras, eller efter det att de orogena processerna upphört och då i samband med förtunning av jordskorpan. Den spröda tektoniken är därför inte på ett enkelt sätt relaterad till respektive orogenes och spröda deformationszoner kan även övertvåra flera orogener. Beskrivningen görs utifrån Figur 4-5 som visar relief och regionala sprickzoner/förkastningar samt bl a utbredningen av den subkambriska peneplanet.

Ett större förkastningssystem i riktning NNO kan följas mer eller mindre kontinuerligt från sydväst om Vättern via Kilsbergen till södra norrlandskusten (A i Figur 4-5). De flesta av dessa förkastningar är yngre än ca 400 miljoner år. Rörelser som skett för ca 800-700 miljoner år sedan har dock påvisats längs Vättern. I området öster om Vättern-Kilsbergen förekommer ett flertal förkastningar i riktning O-V till ONO, varav många varit aktiva för ca 400 miljoner år sedan eller senare. Dessa förkastningar begränsar ett större uppskjutet berggrundsblock mellan Linköping och Örebro (B i Figur 4-5). Många av de yngre förkastningarna följer äldre plastiska skjuvzoner (t ex Loftahammarförkastningen norr om Västervik; C i Figur 4-5, jfr Figur 4-4).



Figur 4-5. Sverigekarta som visar relief (till vänster) och några regionala sprickzoner/förkastningar (till höger). Efter Lidmar-Bergström (1994). Rektangeln visar undersökningsområdet. A-G refereras till i texten.

Väster om Vättern förekommer ett flertal förkastningar vilka ändrar riktning från NO i söder till NNV i norr. Förkastningen som följer Klarälvens dalgång (D i Figur 4-5) fortsätter in i Norge där den klipper skollorna i den kaledoniska orogenen. Även denna förkastning har således varit aktiv för ca 400 miljoner år sedan eller senare. Förkastningssystemet som kan följas från Edsbyn i söder i NNV-lig riktning till Storsjön söder om Östersund i norr (E i Figur 4-5), följer en äldre plastisk skjuvzon, jfr Figur 4-4 och 4-5.

I sydligaste Sverige finns övergången mellan de äldre prekambrisk bergarterna (äldre än ca 545 miljoner år) i norra Europa och de yngre sedimentära bergarterna som dominerar i Centraleuropa. Övergången utgörs av en komplex zon med förkastningar orienterade i NV (F i Figur 4-5) och unga magmatiska bergarter vilka är ca 300-275 och 165-130 miljoner år gamla (Bergström m fl, 1992). Förkastningarna utgör en del av den sk Tornquist-zonen som sträcker sig från Nordsjön i nordväst till Svarta havet i sydost.

Tornquistzonen är en av Europas mest tydliga deformationszoner och har under de senaste 300 miljoner åren varit aktiv ett flertal gånger. Förkastningarna i sydligaste Sverige är förmodligen de yngsta deformationszoner som bildats i Sverige i samband med storskaliga tektoniska rörelser i jordskorpan.

4.3.3 Sen- eller postglaciala förkastningar

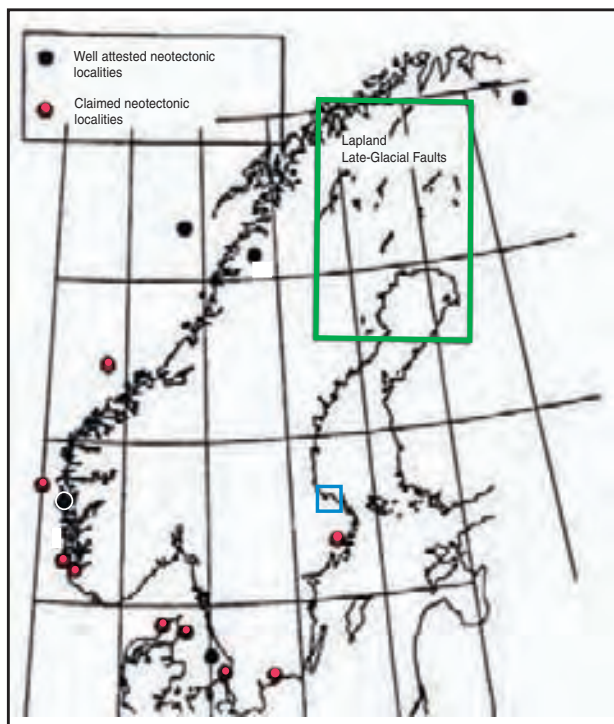
Väldokumenterade sen- eller postglaciala förkastningsrörelser, dvs rörelser som skett i samband med eller efter inlandsisens avsmältning, finns i norra Skandinavien och Finland (Lagerbäck, 1979; Bäckblom och Stanfors, 1989; Stanfors och Ericsson, 1993; Muir Wood, 1993), se Figur 4-6. Dessa rörelser utlöstes i samband med kraftiga jordskalv för ca 9 000 år sedan. I de flesta fall har berggrunden på den östra sidan av de östligt stupande förkastningarna rört sig upp över berggrunden på den västra sidan (Lagerbäck, 1979, 1990). När effekterna av rörelserna studerats genom bl a grävning har det visat sig att de företrädesvis skett utefter äldre förkastningar, sk reaktivering (t ex Bäckblom och Stanfors, 1989; Stanfors och Ericsson, 1993).

Beträffande södra Sverige finns delade meningar om förekomsten av sen- eller postglaciala förkastningsrörelser. Några tecken på rörelser i samma storleksordning som de i norra Skandinavien är inte kända. Däremot har vissa blockansamlingar, sprickor i berget och störningar i jordlagerföljder tolkats som resultat av kraftiga, sen- eller postglaciala rörelser i berggrunden (Mörner, 1979a, 1979b, 1989; Mörner m fl, 1989). Andra forskare är dock tveksamma till dessa tolkningar och hävdar att fenomenen kan vara orsakade av helt andra processer (SKB, 1990; Muir Wood, 1993). Exempel på sådana omdiskuterade företeelser är Mehedeby gryt, en blockansamling belägen vid Dalälven i trakten av Mehedeby i Tierps kommun, samt liknande ansamlingar vid Marma och Älvkarleö i Älvkarleby kommun (Sjöberg, 1994).

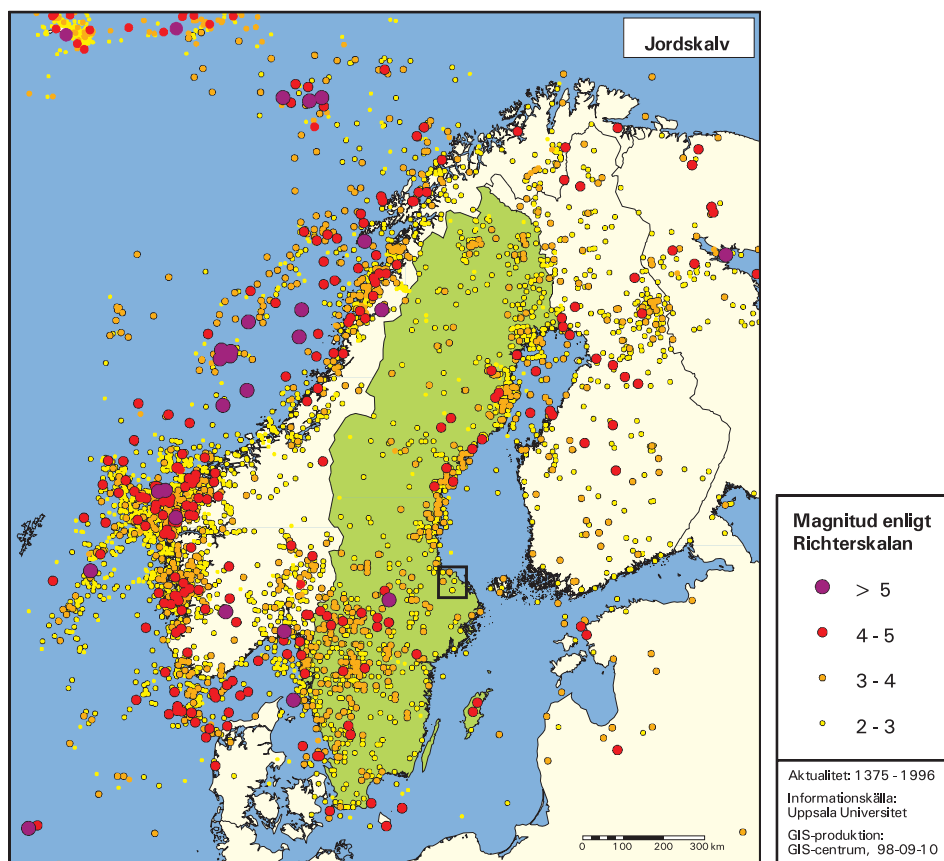
4.3.4 Seismicitet och rörelse i berggrunden i historisk tid

Figur 4-7 visar en karta över epicentra och magnituder för registrerade jordskalv i Skandinavien och Finland under perioden 1375-1996. En nyligen genomförd undersökning av den seismiska aktiviteten i Sverige (Muir Wood, 1993) visar dock att fel på upp till 10-15 km kan förekomma när det gäller platsangivelsen för många av de jordskalv som registrerats. Osäkerhet råder också när det gäller djupangivelsen men huvuddelen av skalven har skett 10-20 km ner i jordskorpan.

Kartan illustrerar tydligt att Sverige utgör ett område med låg seismisk aktivitet jämfört med t ex området längs Norges västkust. Hela Skandinavien, inklusive Norges västkust,



Figur 4-6. Sen- eller postglaciala förkastningar i Skandinavien och Finland, vilka är nämnda i figuren som neotektoniska förkastningar. Efter Muir Wood (1993). Förutom sen- eller postglaciala förkastningar i Lappland (rektangeln med grön färg) visar figuren väldokumenterade (svarta cirkelar) och föreslagna men icke belagda (röda cirkelar) områden med sådana förkastningar. Den blå rektangeln visar undersökningsområdet.



Figur 4-7. Jordskalv i Skandinavien och Finland 1375-1996. Data från Uppsala Universitet. Rektangeln visar undersökningsområdet.

tillhör dock ett, i ett globalt perspektiv, mycket stabilt område. I Sverige förekommer en förhöjning av seismisk aktivitet i den sydvästra delen av landet, längs Norrlandskusten och i ett område i norra Norrbotten med fortsättning in i Finland och Norge. Lagerbäck (1979) konstaterar att det, i Norrbotten, föreligger ett nära samband mellan sen- eller postglaciala förkastningar och seismisk aktivitet. En liknande slutsats som knyter seismisk aktivitet till landhöjningen i samband med inlandsisens avsmältning har dragits av Muir Wood (1993). Nya beräkningar visar mer entydigt att de stora sen- eller postglaciala förkastningszonerna i Norrbotten fortfarande är seismiskt aktiva (Arvidsson, 1996), och att den nutida seismiciteten i regionen till stor del är knuten till dessa zoner.

4.4 Meteoritkratrar

På flera ställen i Sverige förekommer mer eller mindre runda strukturer i berggrunden av storleksordningen 2-55 kilometer i diameter, vilka har tolkats som impacttstrukturer, se Figur 4-2. Strukturerna anses utgöra kratrar bildade vid stora meteoritnedslag för mellan 545 och 70 miljoner år sedan (Wickman, 1988; Henkel och Pesonen, 1992). Den bäst dokumenterade strukturen är Siljanstrukturen i Dalarna (Siljansringen), se G i Figur 4-5. Dokumentation av äldre meteoritnedslag saknas men detta beror inte på att nedslag inte skulle ha förekommit, utan på att spåren suddats ut till följd av senare tektoniska rörelser och erosion.

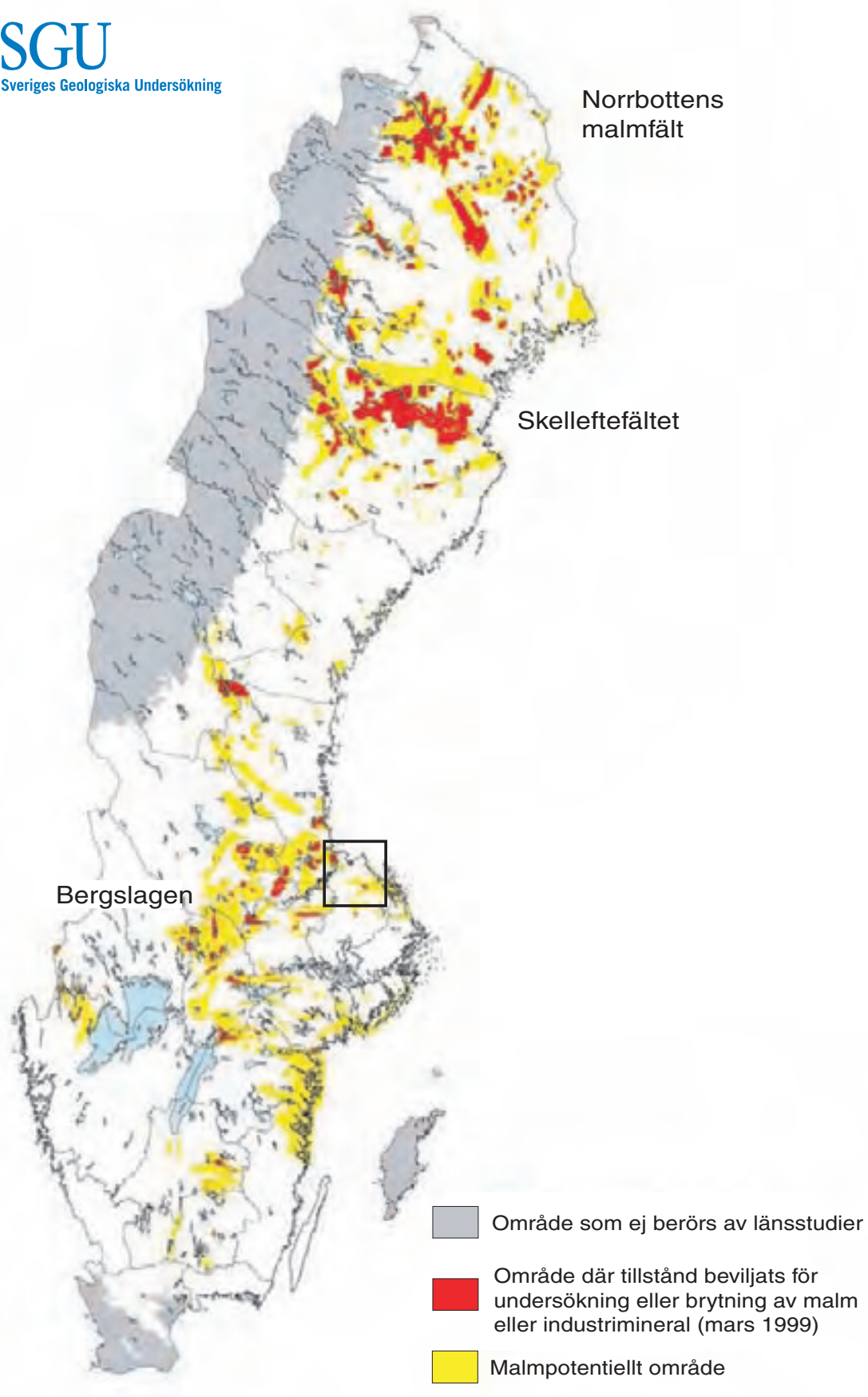
4.5 Malmprovinser

En malm är definitionsmässigt en mineralförekomst som kan brytas med ekonomisk vinning och ett malmfält är ett område inom vilket flera malmförekomster av samma typ uppträder. När flera malmfält täcker ett större landområde brukar man tala om en malmprovins. I Sveriges urberg finns tre betydande malmprovinser; Bergslagen i mellersta Sverige, Skelleftefältet i Västerbotten och de Norrbottniska malmfälten, se Figur 4-8.

Bergslagen är den historiskt sett mest betydelsefulla malmprovinsen och omfattar flera malmfält med sammanlagt flera hundra malmförekomster varav de flesta innehåller metallerna järn, zink, bly, koppar, silver och guld. Brytning av järn, koppar och silver har skett sedan medeltiden och när Falu koppargruva stängdes i början av 1990-talet avslutades en mer än 700-årig bearbetning av denna fyndighet.

Under det senaste århundradet har nya malmfält upptäckts och exploaterats i det svenska urberget. Hit hör berggrunden i de Norrbottniska malmfälten med bl a järnmalm i Kiruna och Malmberget samt kopparfyndigheten Aitik. I Aitik utvinns även guld och silver. Hit hör också Skelleftefältet med sina förekomster av massiva och komplexa sulfidmalmer (koppar, zink, bly och guld) i metavulkaniska bergarter samt rena guldförekomster, vanligen i kvartsgångar.

Av de över 400 större gruvor som varit i drift i Sverige återstår idag bara 14 stycken, de flesta i Skelleftefältet. Medan antalet gruvor i drift under senare tid minskat drastiskt har dock den sammanlagda produktionen hela tiden ökat. I dag är malmprospekteringen fokuserad framför allt till Skelleftefältet och Norrbotten. Detta framgår också av att flertalet beviljade undersökningstillstånd, se Figur 4-8, ligger inom dessa områden.



Figur 4-8. Malmprovins i Sveriges urberg. Rektangeln visar undersökningsområdet.

4.6 Tierps kommun i ett nationellt perspektiv

Den största delen av undersökningsområdet, dvs Tierps kommun med omgivning, ligger inom den svekokarelska orogenen, se Figur 4-2. I området kring Gävle i den nordvästra delen förekommer dock sedimentära och magmatiska bergarter, vilka har bildats efter den svekokarelska bergskedjebildningen.

Berggrunden domineras av omvandlade, ca 1890 miljoner år gamla granitoider samt något yngre, ca 1800 och 1780 miljoner år, och mer välbevarade graniter. Basiska djupbergarter finns i söder medan omvandlade vulkaniska och sedimentära bergarter förekommer som underordnade komponenter särskilt i norr och öster. Alla dessa bergarter är vanligt förekommande i Sveriges urberg.

De metavulkaniska bergarterna är i många fall malmförande och tillhör den nordostligaste delen av Bergslagens malmprovins, se Figur 4-8. I Tierps kommun är det endast järnmalmer som bearbetats men i angränsande områden i Östhammars kommun finns järnmalmer som också för koppar och zink. I dag pågår varken någon gruvdrift eller prospektering i kommunen och endast begränsade områden bedöms kunna bli aktuella för framtida prospektering och eventuell gruvdrift.

Många bergarter som nu återfinns vid ytan är mer eller mindre deformerade och omvandlade. Deformation och omvandling har skett när bergarterna låg på 10-15 km djup i jordskorpan och vid en temperatur sannolikt över 550°C för mellan 1850 och 1800 miljoner år sedan. Regionala plastiska deformationszoner som var aktiva för 1850-1800 miljoner år sedan och delvis även senare stryker i riktning NV- till O-V i den nordöstra delen av området och ONO- till NNO-ligt i den sydvästra delen. Dessa zoner tillhör ett större system av sensvekokarelska plastiska deformationszoner i centrala Sverige, se Figur 4-4.

Längs i stort sett alla de plastiska zonerna finns tolkade regionala, spröda deformationszoner (sprickzoner och förkastningar), vilket tyder på att de plastiska zonerna har reaktiverats en eller flera gånger. För övrigt uppvisar undersökningsområdet ett typiskt varierande sprickzonsmönster. NV- till O-V-liga zoner dominerar den nordöstra delen och N-S-liga zoner den sydvästra delen. Några av dessa förkastningar tillhör ett system av spröda deformationszoner i centrala Sverige som påverkar det subkambriska peneplanet, se Figur 4-5. Detta visar att de troligen har varit aktiva senare än för ca 545 miljoner år sedan, vilket ur ett geologiskt perspektiv motsvarar relativt unga rörelser. Några säkra tecken på sen- eller postglaciala rörelser i berggrunden har inte rapporterats från kommunen som dessutom ligger inom en region med låg seismisk aktivitet, se Figur 4-7.

Jordartsförhållandena inom kommunen är normala för östra Mellansverige men jordlagren är relativt mäktiga, särskilt i söder och väster där flera borrhningar redovisar jorddjup på mer än 10 meter. Där är också berggrunden blottad i begränsad omfattning. Morän är den mest allmänna jordarten, se Figur 4-3. I sänkor och dalgångar finns dock stora områden med leror och torv. Vidare förekommer stråk av isälvssediment, s k rullstensåsar. En av Sveriges största rullstensåsar, Uppsalaåsen, sträcker sig i N-S-lig riktning tvärs genom området och utgör ett mycket framträdande drag i landskapet. I anslutning till åsen uppträder mäktiga svallsediment.

Sett i ett nationellt perspektiv framstår de geologiska förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar till Tierps kommun som generellt sett goda. En översiktlig studie av Uppsala län (Antal m fl, 1998) pekade också ut flera områden som bedömdes vara lämpliga för vidare undersökning. En faktor som dock noga måste beaktas är det system av plastiska deformationszoner som präglar särskilt den nordöstra delen av kommunen. Att lokalisera ett djupförvar till en mer eller mindre opåverkad s k tektonisk lins i ett sådant system är inte nödvändigtvis någon nackdel men förutsätter att skjuvzonernas egenskaper noga undersöks. Information och erfarenheter finns från området runt Forsmarksverket samt SKBs typområde Finnsjön vilka båda ligger i sådana linser.

5 Jordartsgeologi

Den långsiktiga säkerheten i ett djupförvar påverkas normalt inte av de jordartsgeologiska förhållandena. Hög blottningsgrad och tunt jordtäckte underlättar dock geologiska undersökningar och anläggningsarbeten medan mäktiga och komplexa jordlager är en försvårande omständighet.

Med en jordart avses de lösa avlagringar som täcker berggrunden. Vanliga jordarter är exempelvis sand, grus, lera, torv och morän. Jordartsdefinitioner och bildningssätt samt principer för kartläggning av jordarter finns redovisade i "Metodik och jordartsindelning" (SGU, 1979).

Jordarterna i Tierps kommun har bildats under och efter den senaste istiden. Äldre bildningar från tidigare istider eller mellanistider, interglacialer, är inte kända i kommunen. Vid samhället Junkil, ett par mil söder om kommunen, finns dock en komplex avlagring som sannolikt härstammar från tidigare varm- och kallperioder (Svanteson, 1991).

5.1 Isavsmältning och isrörelser

För ca 13 000 år sedan hade den senaste landisen börjat smälta över södra Sverige och isfronten nådde Tierps kommun söderifrån för omkring 10 100 år sedan (Lundqvist, 1994). Kommunen blev isfri drygt 200 år senare men var då täckt av vattnet i Östersjö-sänkan eftersom området i sin helhet ligger under högsta kustlinjen. Det måste dock framhållas att det pågår en revision av denna tolkning som grundar sig på olika dateringsmetoder som analys av lervarv, dendrokronologi och kol 14-metoden. Avsmältningstakten var, enligt lervarvsmätningar, ganska snabb över centrala och norra Uppland och isfronten drog sig tillbaka mellan 250 och 350 meter per år (Strömberg, 1989). Isens mäktighet i frontzonen har uppskattats till ca 300 meter (Persson, 1992).

Landisens rörelser återspeglas av isräfflor. Merparten av räfflorna visar isrörelserna vid fronten under den senaste landisens tillbakaryckande och ger därmed även en uppfattning om isfrontens ungefärliga sträckning. Isrörelsen i frontzonen var i stort sett från norr och nordost. Yngre isräfflor och några moränryggar visar att det på vissa ställen under avsmältningens slutskede ägde rum mindre lokala förändringar i isfrontens läge som exempelvis vid Österbybruk. Över hela området förekommer även äldre isräfflor, som visar att det under en tidigare fas av Weichsel-istiden förekommit en isrörelse från nordväst till nordnordväst. Dessa äldre räfflor kan även återspegla isrörelsen i den tillbakaryckande landisen vid deglaciationen men på ett visst avstånd från fronten.

De högsta partierna i kommunen, som bl a utgörs av den markanta Uppsalaåsen med Viksta stentorg norr om Läby, är belägna ca 75 meter över havet. Enligt undersökningar på Åland höjde sig denna nivå, som ett resultat av landhöjningen, över havsytan omkring 6 000 år f Kr (Glückert, 1978). Viksta stentorg utgjorde en isolerad ö som låg helt exponerad för vågornas påverkan och det grova isälvsedimentet blev kraftigt omlagrat. Resultatet kan vi idag se som det kanske bäst utbildade klapperstensfältet i östra Svealand (se nedan). Landhöjningen har också undersökts i ett område mellan Tierp och Österbybruk

(Robertsson och Persson, 1989). Resultaten visar att havsytan för omkring 5 700 år sedan stod 50 m över den nuvarande havsytan. För 5 000 år sedan var denna nivå ca 40 m och för 4 000 år sedan ca 35 m. I dag är den årliga landhöjningen ca 6 mm.

5.2 Jordarter inom Tierps kommun

Jordartsgeologin inom undersökningsområdet har sammanställts till en digital jordartskarta avsedd att presenteras i skala 1:100 000. Till denna rapport bifogas en förminskad version, se Figur 5-1. Nedanstående beskrivning behandlar i första hand jordarterna inom Tierps kommun.

Kartan bygger i huvudsak på moderna jordartskartor i skala 1:50 000, se Kapitel 3.1. För en mer detaljerad information om de olika jordarternas uppträdande hänvisas till dessa kartor med beskrivningar. I områdets nordvästra del har äldre kartor digitaliserats men arbetet har begränsats till att omfatta Tierps kommun. Inom ramen för en pågående förstudie av Älvkarleby kommun har digitalisering av information från denna kommun genomförts och informationen har medtagits i föreliggande studie. I samband med digitaliseringen har de äldre kartorna reviderats med hjälp av information från geofysiska flygmätningar, grusinventering och flygbilder.

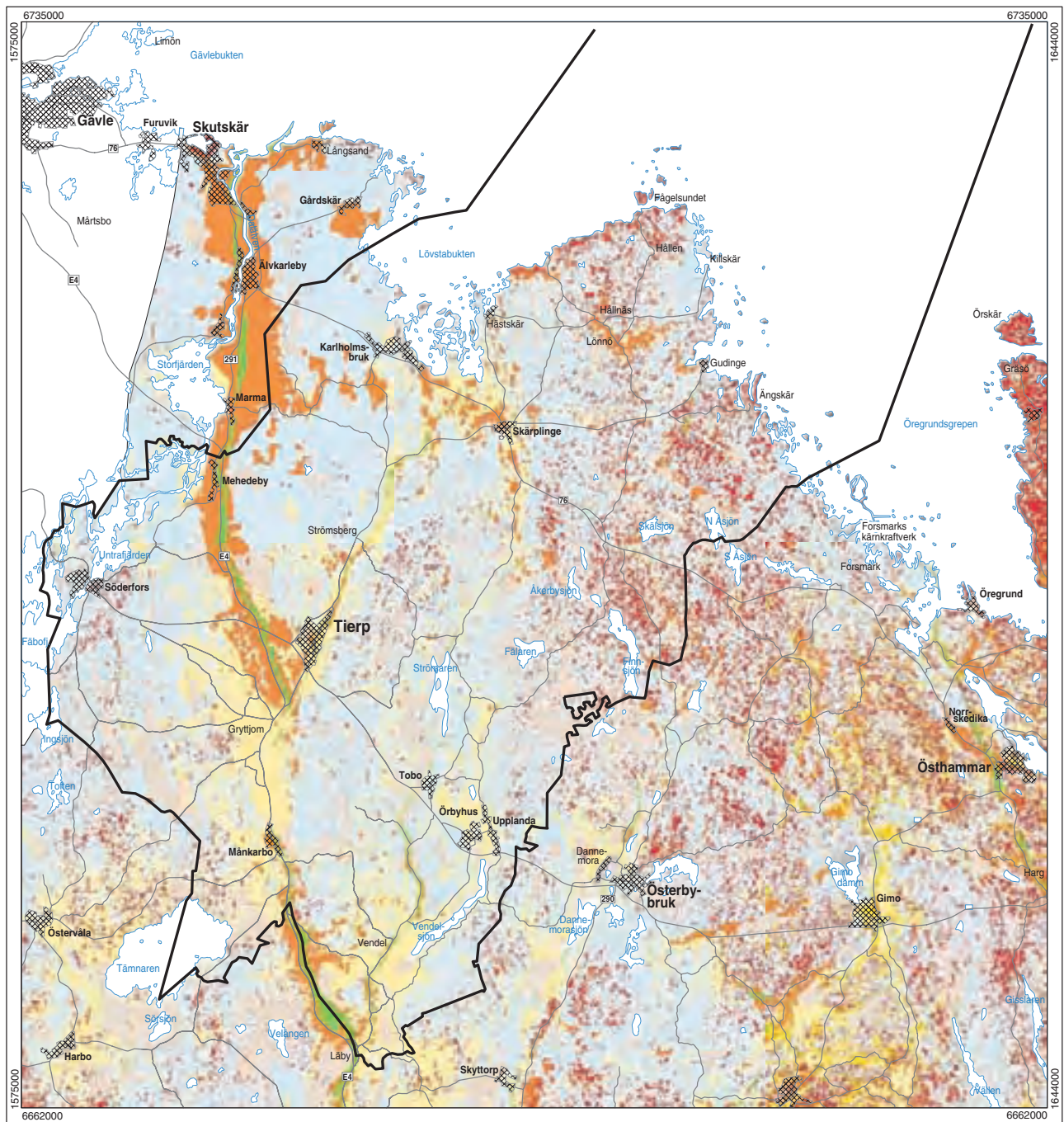
Som framgår av Figur 5-1 täcker jordarter den underliggande berggrunden i stor utsträckning i Tierps kommun och berg i dagen, Figur 5-2, förekommer endast i mindre omfattning. Hällfrekvensen är dock inom vissa begränsade delar betydande, särskilt i den nordöstra kommundelen. Längs Hällnähalsvöns norra kust och i området nordost om Finnsjön finns rikligt med bergblottningar men som helhet betraktat är berggrundens blottningsgrad låg i kommunen jämfört med exempelvis förhållandena i Östhammars kommun. Inom ett ganska stort område vid och norr om Tierp saknas nästan helt områden med berg i dagen. Flera brunnsborringar från kommunen redovisar jordmäktigheter på mer än 10 meter och några på mer än 20 meter. En uppskattning av den genomsnittliga jordmäktigheten pekar på att den är knappt 10 meter men att variationen är betydande.

Jordarterna kan indelas i glaciala och postglaciala. De glaciala jordarterna har avlagrats av landisen (morän) och dess smältvatten (isälvsediment och glaciala finkorniga sediment) medan de postglaciala jordarterna har bildats efter det att landisen dragit sig tillbaka. Exempel på postglaciala jordarter är olika svallsediment, postglaciala leror och organiska jordarter, huvudsakligen torv.

5.2.1 Glaciala jordarter

Morän

Morän är ett av landisen upplöskat, transporterat och avlagrat material. Ofta ligger detta sorterade material direkt på berggrunden och har stor utbredning. Inom ytor med täta hällblottningar är moränens mäktighet vanligen endast några få meter men inom stora sammanhängande moränområden kan mäktigheten vara betydligt större och 10 till 15 meter är inte ovanligt. Moränen har vanligen inga egenformer utan fyller ut sänkor i berggrunden och ligger som uppåt uttunnande täcken på bergsidorna. Landskapets morfologi bestäms således i hög grad av berggrundsytan. Undantag förekommer som t ex de korta och 2 till 4 meter höga moränryggarna sydväst om Flororna. Denna typ av moränryggar brukar benämnas De Geer-moräner och de avsattes framför isfronten



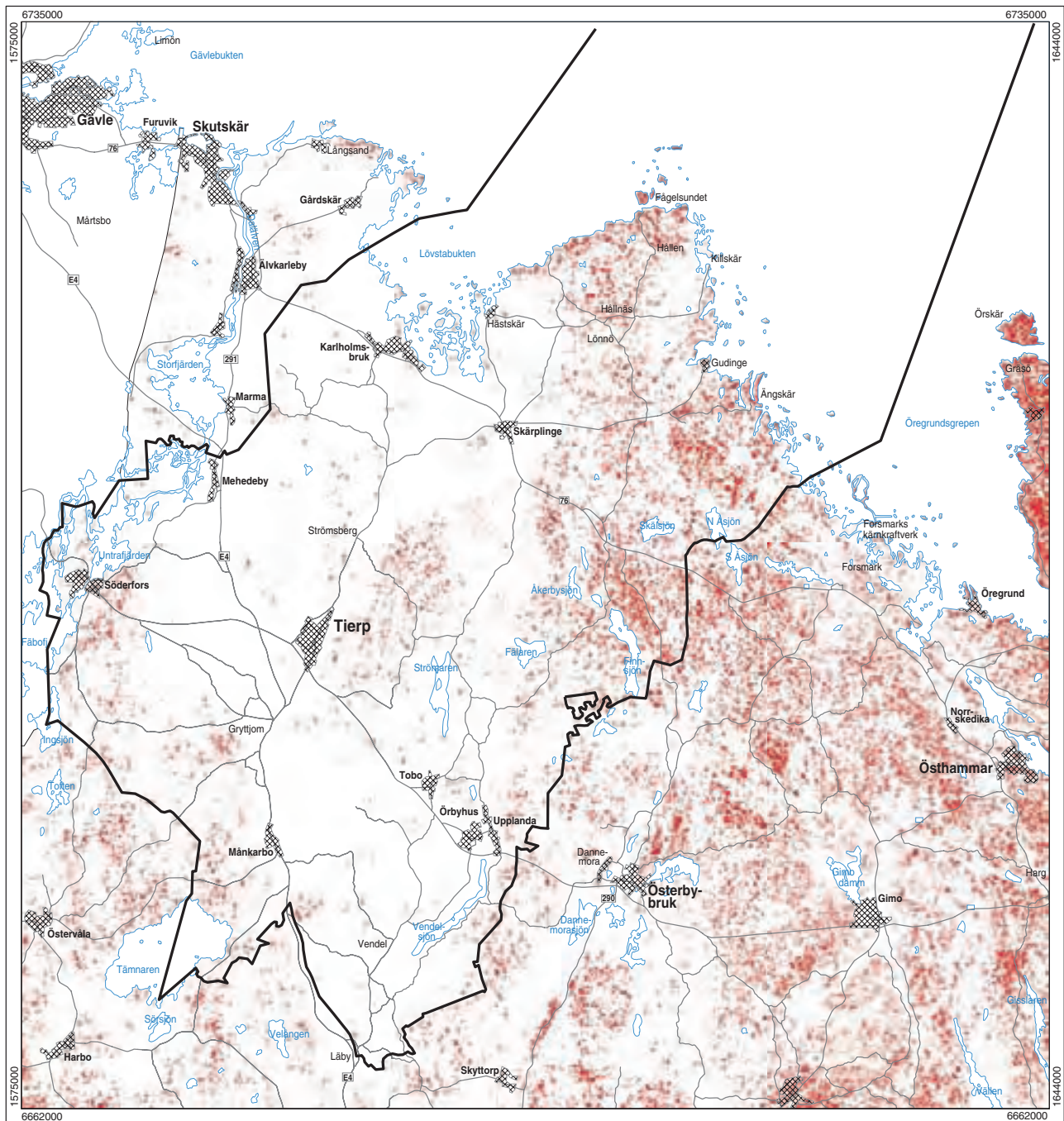
- Organiska jordarter
- Sand och grus
- Lera och silt
- Isälvsediment

- Morän
- Berg
- Fyllning

0 5 10
kilometer

SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Figur 5-1. Jordartskarta över Tierps kommun med omgivning.



SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

0 5 10
kilometer

Figur 5-2. Tierps kommun med omgivning. Berg i dagen.

och återspeglar dess sträckning i området. De förekommer ofta i svärmar och ryggarna vid Flororna är typiska. Även öster och söder om Lövestabukten förekommer svagt ryggformade moränbildningar som sannolikt ej är betingad av berggrundsytans form.

Flera olika moräntyper förekommer i området men sandig-moig morän är den helt dominerande typen. Lerhalten varierar vanligen mellan 1,5 och 5 %. I allmänhet är moränen homogen och linser av sand eller mo synes vara ganska ovanliga. Ofta är den mer eller mindre hårt packad och en viss skiffrihet, s k presstruktur, har observerats i moränlagrens övre delar. Blockhalten i ytan är mestadels normal. Inom mindre områden uppträder andra moräntyper som grusig morän, siltig morän eller lerig sandig morän. Av dessa relativt ovanliga typer har den leriga sandiga moränen störst utbredningen.

Moränens bergartsinnehåll varierar ganska avsevärt men inom större delen av undersökningsområdet dominerar urberg med mindre inslag av sedimentära bergarter. På Hällnäs halvön är dock förhållandena något annorlunda. Andelen ordovisisk kalksten och kambrisk sandsten är där relativt hög, vilket bl a innebär att moränens kalkhalt kan uppgå till 20 %. Moränens kalkhalt i norra Uppland har undersökts av Gillberg (1967a, 1967b). Den ursprungliga kalkhalten har starkt förändrats genom urlakning och denna process kan ha nått flera meters djup bl a beroende på hur lång tid urlakningen fortgått (Ingmar och Moreborg, 1976).

Isälvs sediment

Isälvs sedimenten har transporterats och sorterats av isälvar och smältvattenströmmar i och under landisen för att slutligen avlagrats vid isfronten. Huvuddelen av isälvs sedimenten utgörs av blockigt grus, stenigt grus, grus och sand. Inom Tierps kommun finns ett fåtal mer eller mindre sammanhängande stråk med isälvs sediment, s k åsar eller rullstensåsar. Den dominerande åsen, Uppsalaåsen, är mycket stor och dominerar landskapsbilden. De övriga åsarna, Västlandsåsen och Vendelsåsen, är mindre biåsar till Uppsalaåsen. Isälvsavlagringarna har i olika grad utsatts för svallning i samband med landhöjningen. Därför omges isälvs sedimenten av svallavlagringar, som både är relativt mäktiga och har stor utbredning. En inventering beträffande naturgrustillgångarnas utbredning, sammansättning, skyddsvärde, volymer m m har genomförts av Dahlberg och Grånäs (1991).

Uppsalaåsen är en av Sveriges största åsar. Vanligen höjer den sig 20 till 40 meter över omgivningen och dominerar jordartsbilden i kommunen. Åsen sträcker sig i nord-sydlig riktning genom hela Tierps kommun från Läby i söder till Mehedeby i norr. I och med att åsen utgör de högsta områdena inom en större region har den varit utsatt för kraftig svallningspåverkan från öster. Materialet har förts med strömmar västerut. En typisk tvärprofil för Uppsalaåsen är därför assymetrisk med en brant västsida och en långsluttande ostsida. Som framgår av jordartskartan är åsen inte sammanhängande i markytan på lerslätten söder om Tierp. Sannolikt finns dock åsen under de finkorniga sedimenten mellan de uppstickande åskullarna. Åsens utbredning i detta område är således väsentligt större än vad som kan utläsas av kartan.

Uppsalaåsens inre uppbyggnad och struktur framgår av några grustäkter i kommunen av vilka den största finns längst i söder någon kilometer norr om Läby vid Dalboda. Där sker intensiv täkt av grus i det s k Vendels grustag och denna omfattande verksamhet har ägt rum under ca 30 år. Materialet är där mycket växlande och berggrundsytan är synlig på flera ställen i den östra delen av täktområdet. Seismiska undersökningar i samband med upprättande av en täktplan (Bjerkings Ingenjörbyrå, 1977) visade att berggrundsytan flukturerar omkring nivån för grundvattenytan inom täktområdet.

Ett par kilometer norr om Vendels grustag är Uppsalaåsen mycket bred, ca 1,5 km, och når sin högsta höjd, 75,40 m. På åsens krön finns mäktiga, helt kala klappervallar, det s k Viksta stentorg, se Figur 5-3a. Längs hela västslutningen finns också mer eller mindre väl utformade klappervallar. Området är avsatt som naturreservat och har i detalj beskrivits (Björklund, 1977). Ett par källor vid den östra åsfoten, som resulterat i utbredda torvavlagringar, visar på ett kraftigt grundvattenflöde i åsen.

Även nordväst om Tierp, där Uppsalaåsen viker av mot nordväst, är den mycket dominerande i landskapet men avgränsningen mot omgivande svallsediment är ibland diffus. Flera grustäkter finns i området och i samtliga förekommer en grov åskärna av block och sten i öster. Vid kartläggningen i området undersöktes bergartssammansättningen i sedimentens grusfraktion (Ericsson och Lidén, 1988). Någon sedimentär kalksten påträffades ej, däremot enstaka sandstenar. Granitiska bergarter dominerar helt.

Vendelåsen är en biås till Uppsalaåsen, som utgår från huvudåsen vid Läby. Den sträcker sig i NNV-lig riktning via Vendel och Tobo upp till Gudingefjärden öster om Hållnäs-halvön. Åsen är vanligen mellan 5 och 10 m hög och ca 100 m bred. Upp till i höjd med Tobo är avlagringen sammanhängande för att längre norrut fortsätta i form av ett antal isolerade kullar och ryggar som norrut blir allt mindre i storlek. Flera mindre grustäkter finns i åsen som visar att materialet domineras av ett relativt dåligt sorterat stenigt grus som åt sidorna överlagras av sand. Materialet består petrografiskt sett huvudsakligen av urberg, men underordnade inslag av sandsten och kalksten kan förekomma. Norr om Lövstabruk förändras dock sammansättningen något. Där ökar andelen ordovisisk kalksten och kambrisk sandsten till som högst ca 25 %.

Västlandsåsen är ytterligare en biås till Uppsalaåsen som ansluter till denna norr om Tierps kyrka. Den följer den västra sidan av Tämnrånens dalgång och löper i NNV-lig riktning via Tolfta upp till Karlholmsfjärden. Åsen är ej sammanhängande, utan består av en serie kullar och smala ryggar. Isälvsediment förekommer sannolikt under de finkorniga sedimenten däremellan. Flera små grustäkter finns i åsen. Dessa visar i allmänhet ett blockigt, stenigt grus.

Glaciala finkorniga sediment

I Figur 5-1 har de glaciala finkorniga sedimenten ej särskilts från de postglaciala finkorniga sedimenten. Drygt 60 % av de ytor som betecknats som finkorniga sediment utgöres av glaciala finkorniga jordarter. Den verkliga utbredningen är dock större då dessa sediment underlagras postglaciala finkorniga sediment och torv.

Sedimenten har avsatts av smältvatten från den tillbakadragande isen och på ett visst avstånd från isfronten. Inom undersökningsområdet domineras dessa sediment av glacial lera som i allmänhet är tydligt varvig. Varvigheten är tydlig utom i de översta delarna närmast markytan. Den glaciala varviga leran är mestadels rödbrun och i allmänhet styv med en lerhalt som ofta är högre än 50 %. Kalkhalten är hög utom i ytan (till ca 0,5 m djup) där leran till följd av urlakning oftast är helt kalkfri. I små lerområden är den glaciala leran i allmänhet 1 till 4 m mäktig, inom större sammanhängande områden 3 till 8 m. Större lermäktigheter förekommer i slättområdet söder om Tierp. Glacial silt med lerskikt förekommer i flacka höjdområden i nära anslutning till Uppsalaåsen. Även dessa sediment håller en hög kalkhalt.



a) Naturreseptatet Viksta stentorg, ca 6 km sydväst om Vendel.



b) Läby mosse, ca 1 km norr om Läby.

Figur 5-3. Exempel på jordarter från Tierps kommun.

På ett flertal platser observerades vid kartläggningen av området kraftiga veckningar och andra störningar i den glaciala leran (Ericsson och Lidén 1988). Den mest sannolika förklaringen till detta är sättningar och glidningar i samband med avsättningen eller vid det skede då platsen i fråga genom landhöjningen höjde sig och blev landområde. Den glaciala leran var då vattenmättad och kunde lätt glida ut till lägre partier.

5.2.2 Postglaciala jordarter

Postglaciala sediment

Postglaciala sediment utgör omlagringsprodukter av glaciala jordarter eller har nybildats efter det att landisen lämnat området.

Grovkorniga postglaciala sediment, svallsediment, härrör främst från isälvsediment men även från morän. Svallsedimenten kring Uppsalaåsen täcker betydligt större områden än normalt kring rullstensåsar i Mellansverige. Grus och framför allt sand dominerar och har där en förhållandevis stor mäktighet. Borrningar i svallsand nordväst om Tierp redovisar sandmäktigheter på mellan 5 och 15 m. Även ansamlingar av block och sten, s k klapperfält, förekommer inom kommunen. Det största klapperfältet är de tidigare nämnda Viksta stentorg. Ett andra större klapperfält är naturreservatet Kapplasse på norra stranden av Hållnåshalvön.

Postglaciala finkorniga sediment domineras av olika typer av leror. De har bildats främst i från havet avsnörda bassänger och uppträder i de lägst belägna delarna av sänkor och dalgångar. Postglacial lera är vanligen homogen och som regel gråaktig, men kan ibland vara svartflammig av sulfider. Mäktigheten är oftast mindre än 5 m. Gytjelera, som är en postglacial lera med viss halt organisk material, har i regel en grön färgton och är endast 0,5 till 3 m mäktig.

Finkorniga svämsediment avlagrade under sen tid förekommer främst längs Tämnrån och vid Dalälvens stränder och vikar. Fäbodfjärden och Untrafjärden har en reglerad vattenyta, vilket innebär att de låglänta stränderna numera inte översvämmas lika ofta som före regleringen.

Organiska jordarter

Organiska jordarter domineras av torv. Inom kommunen har torvmarker en ganska stor utbredning. Kärr är den dominerande torvmarkstypen men även tall-rismossar förekommer relativt frekvent, se Figur 5-3b. Det största torvmarksområdet är Flororna som numera är naturreservat. Andra större områden med organiska jordarter finns öster om sjön Tämnrån, nordväst om Rudden och öster om Orrskog. En del kärr, speciellt på Hållnåshalvön, hyser en kalkgynnad eller kalkkrävande flora med exempelvis olika arter av orkidéer. Kärrtorven är i allmänhet upp till 3 m mäktig, lokalt något mera, medan mosstorvens mäktighet varierar mellan 0,5 och 2 m. Totala torvmäktigheten överstiger sällan 4 m.

6 Berggrundsgeologi

Berggrundens sammansättning och homogenitet är av stor vikt vid lokaliseringen av ett djupförvar och i detta kapitel redovisas befintlig kunskap i dessa avseenden. Djupförvaret bör förläggas i en vanligt förekommande, homogen bergart.

6.1 Metodik

Befintlig information har sammanställts till en berggrundskarta över Tierps kommun med omgivning avsedd att presenteras i skala 1:100 000. Till rapporten har bifogats en förminskad version, se Figur 6-1. På berggrundskartan visas också sprickzoner (spröda deformationszoner), vilka härrör från den tektoniska tolkning som gjorts inom ramen för förstudien. Deformationszonerna inom området diskuteras i Kapitel 8.

Eftersom underlagsmaterialet i många fall är bristfälligt har fältbesök gjorts av ett 40-tal hållblotningar. Resultatet av dessa fältkontroller har, tillsammans med tolkning av geofysisk information, resulterat i revideringar av tidigare sammanställningar. De mest betydande förändringarna har gjorts på Hållnåshalvön i kommunens nordöstra del där utbredningen av olika bergartstyper bättre har definierats. Öster om Månkarbo har även förekomsten av ett ca 100 km² stort område med yngre granit konstaterats.

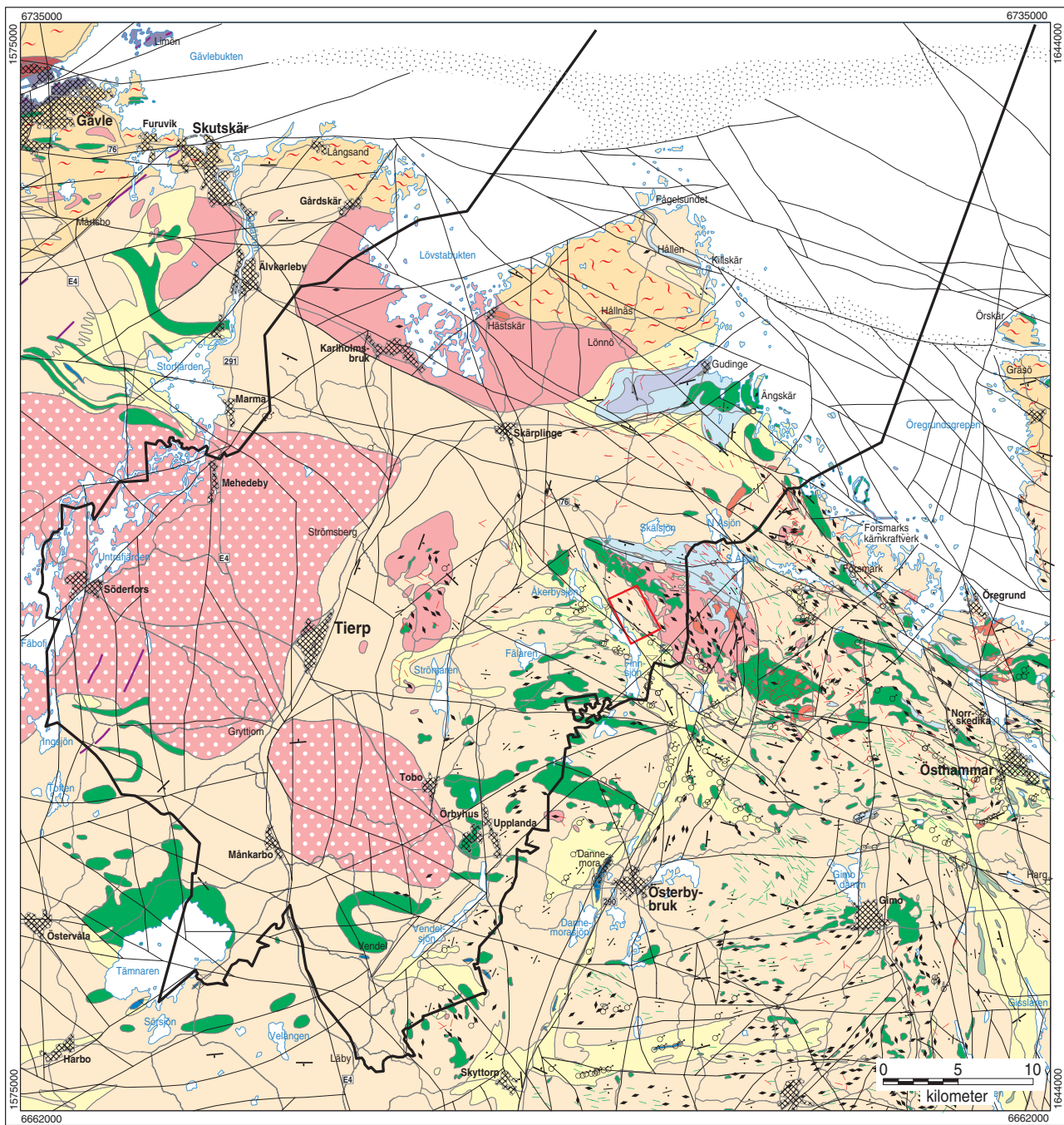
6.2 Bergartsindelning

Bergarterna kan, utifrån hur de har bildats, indelas i tre huvudgrupper; ytbergarter, djupbergarter och gångbergarter.

Ytbergarterna har, som namnet antyder, bildats på eller nära jordytan. De har antingen avsatts i form av lösa avlagringar (sediment i form av t ex lera eller sand) som sedan förts ned i jordskorpan och omvandlats till bergarter, eller bildats genom att vulkaniska produkter (lava eller aska) flutit ut eller avsatts på jordens yta.

Djupbergarter bildas på större djup i jordskorpan genom att en bergartssmälta (magma) tränger uppåt och till följd av sjunkande temperatur och tryck stelnar till en bergart. På grund av upplyftning och erosion kan bergarter som bildats och/eller omvandlats på varierande djup idag utgöra berggrundens överyta.

Gångbergarterna utgör ett mellanled och bildas vanligtvis sent i ett geologisk skeende. De utgörs antingen av skaplit-, granit- och pegmatitgångar som bildas ur stelmande kiselrika magmor, eller av sk diabas som bildas ur en lättflytande kiselfattig magma. Inom Tierpsområdet är huvuddelen av de basiska gångarna mycket gamla, ca 1870 miljoner år, och de är därför vanligtvis omvandlade. Omvandlade basiska gångbergarter betecknas "amfibolitgångar".



DJUP- OCH GÅNGBERGARTER

- Granit, ca 1500 milj. år (Strömsbrogranit)
- Granit, grovkornig och vanligtvis porfyrisk, ca 1780 milj. år (Hedesundagranit)
- Pegmatit, ca 1800 milj. år
- Granit, fin- till medelkornig, jämnkornig, ca 1800 milj. år
- Metagranitoid, ca 1890 milj. år
- Metagabbro och basisk bergart av osäker ursprung, ca 1900–1890 milj. år
- Diabas
- Granit, pegmatit och apelit som gångar och små massiv
- Basisk gångbergart (amfibolit)

YTBERGARTER

- Sandsten, yngre än 1500 milj. år
- Metasedimentär bergart i allmänhet, ca 1900 milj. år
- Kvartsit, ca 1900 milj.år
- Marmor (kristallin kalksten), ca 1900 milj. år
- Metavulkanisk bergart, sur till intermediär, ca 1900 milj. år
- Metavulkanisk bergart, basisk, ca 1900 milj. år

BERGARTER AV VARIERANDE URSPRUNG

- Migmatit och ådergnejs

- Inneslutning av äldre bergart i yngre
- Nedlagd gruva eller skärpning (järnmalm)
- Nedlagd gruva eller skärpning (sulfidmalm)
- Stenbrott i kristallin kalksten
- Förskifring och lagring
- Förskifring och lagring med vertikal stupning
- Sprickzon
- Bred lågmagnetisk zon under havet, sannolikt av tektoniskt ursprung
- Kommungräns
- SKB-typområde Finnsjön

Figur 6-1. Berggrundskarta över Tierps kommun med omgivning.

6.3 Berggrunden inom undersökningsområdet

Berggrunden inom Tierps kommun med omnejd domineras av djupbergarter, s k metagranitoider (brun färg på berggrundskartan, Figur 6-1). Prefixet "meta" anger att bergarten har genomgått omvandling (metamorfos) vilket vanligtvis ger upphov till förskiffring och förgnejsning av bergarten. Ett exempel på en metagranitoid i Tierps kommun är den svagt förgnejsade granodiorit som förekommer i Finnsjöområdet. Tillsammans med metagranitoiderna förekommer ett flertal områden med metagabbro och basiska bergarter av mer osäkert ursprung (mörkgrön färg på berggrundskartan). Intimt associerade med de omvandlade djupbergarterna förekommer ytbergarter, huvudsakligen metavulkaniter och metasedimentära bergarter (gröna, gula och blå färger på berggrundskartan).

Stora delar av undersökningsområdet utgörs också av mer välbevarade bergarter. Av dessa dominerar ca 1800 och ca 1780 miljoner år gamla, s k yngre graniter (ljus röd och ljus röd med vita prickar på kartan). Pegmatiter av samma ålder visas med orangeröd färg och slutligen visas en ännu yngre granit, ca 1500 miljoner år, som återfinns norr om Gävle med mörkröd färg.

Inom vissa områden har den regionala omvandlingen varit så omfattande att bergarterna delvis smält upp eller omkristalliserat. Därigenom har bergarter bildats som betecknas ådergnejs och migmatit. Den betydande omvandlingen ger upphov till en mycket komplex och inhomogen berggrund med stora variationer vad gäller bergarternas textur, sammansättning och kornstorlek. På berggrundskartan visas dessa kraftigt omvandlade bergarter med röda "spiriller" på mörkt gul bottenfärg. Den metamorfa omvandlingen inom Tierpsområdet skedde huvudsakligen för ca 1850-1800 miljoner år sedan. I det följande ges, med utgångspunkt från den berggrundsgeologiska kartan, Figur 6-1, en mer detaljerad beskrivning av undersökningsområdets bergarter.

6.3.1 Ytbergarter

Ytbergarterna utgörs huvudsakligen av sura till intermediära metavulkaniska bergarter och metasedimentära bergarter. De uppträder vanligen som 1-5 km breda stråk omslutna av granitiska djupbergarter och är äldre än dessa. En datering av en sur metavulkanisk bergart utanför Uppsala indikerar en ålder på ca 1900 miljoner år (Welin, 1987). De metasedimentära bergarterna antas vara ungefär likåldriga eller något yngre. Betydligt yngre sedimentära bergarter förekommer dock i undersökningsområdets nordvästligaste del, s k jotnisk sandsten som är yngre än ca 1500 miljoner år.

Metavulkaniska bergarter (ca 1900 miljoner år)

Områdets sura till intermediära metavulkaniska bergarter (ljus gula på berggrundskartan, Figur 6-1) är vanligtvis finkorniga samt dominerade av mineralen kvarts och fältspat, se Figur 6-2a. De har huvudsakligen bildats som vulkaniska askor.

Välbevarade, finkorniga varianter benämns i den äldre litteraturen "hälleflintor" medan deras grövre och mindre välbevarade motsvarigheter har benämnts "leptiter". I området kring Dannemora finns områdets mest välbevarade vulkaniska bergarter och stora delar utgörs där av bandade hälleflintor. Hälleflinta är Upplands landskapssten. De sura vulkaniska bergarterna utgör värdbergart för de flesta av områdets kända malmer.

I Tierps kommun uppträder sura vulkaniska bergarter bl a i området mellan Finnsjön-Åkerbysjön och vidare bort mot sjön Strömaren. I närheten av Finnsjöområdet före-



a) Finkornig, bandad sur metavulkanisk bergart (ca 2 km väster om Killskär, RAK 6718593-1619594).



b) Glimmerskiktad meta-sedimentär bergart (ca 5 km väster om Gudinge, RAK 6711221-1615988).



c) Glest porfyrisk meta-granit (ca 5 km SSO om Månkarbo, RAK 6675033-1592971).

Figur 6-2. Typiska bergarter från Tierps kommun.

kommer gamla järngruvor på ett flertal platser i dessa bergarter. Sura metavulkaniter förekommer också i Gudingeområdet i kommunens nordöstra del tillsammans med metasedimentära bergarter. Med hjälp av flygmagnetiska data har bergarterna bedömts fortsätta vidare norrut utefter kusten, in mot fastlandet söder om Kilsjär och vidare in på Hållnåshalvön. I den centrala delen av Hållnåshalvön ökar den metamorfa överpräglingen som tidigare nämnts och en övergång till ådergnejs och migmatit sker i detta område. Gränsdragningen mellan de mer välbevarade bergarterna och migmatiterna är dock mindre säker. Den migmatitiserade berggrunden bedöms fortsätta in i Älvkarlebys kommun och vidare upp mot Gävle.

Underordnat förekommer, i Östhammars kommun, basiska metavulkaniska bergarter (ljus gröna på kartan) vilka huvudsakligen består av mineralen plagioklas och amfibol. De antas vara bildade som lavaflöden. Basisk metavulkanit förekommer dock inte inom Tierps kommun.

Metasedimentära bergarter (ca 1900 miljoner år)

De metasedimentära bergarterna är liksom de sura metavulkaniska bergarterna finkorniga och dominerade av mineralen kvarts och fältspat. Till skillnad från dessa är de dock vanligtvis glimmerrikare och skiktade, se Figur 6-2b. De visas med ljus blå färg på berggrundskartan, Figur 6-1. Lokalt förekommer också glimmerfattiga och kvartsdominerade varianter, s k kvartsiter (ljus violett på kartan). Kvartsit förekommer i ett större område nära Gudinge i kommunens nordöstra del.

Till de metasedimentära bergarterna räknas också kristallin kalksten, vilken vanligtvis förekommer som inlagringar i metavulkaniska bergarter. Kalkstenslagren är i de flesta fall tunna men lokalt, som vid Dannemora, kan de vara flera hundra meter mäktiga. I Dannemora gruva har välbevarade s k stromatoliter, påträffats. Stromatoliter är kupolformade bildningar i kalksten, troligtvis bildade av alger.

Mindre förekomster av kristallin kalksten förekommer också i undersökningsområdets sydligaste del, t ex vid Gråmyren strax öster om Tämnaren där rosa kristallin kalksten för närvarande bryts för tillverkning av golvplattor.

Yngre sedimentära bergarter (ca 1500-450 miljoner år)

I Gävleområdet överlagras det prekambrisk urberget av geologiskt sett unga sedimentära bergarter, bl a sandsten (yngre än 1500 milj. år) och ordovicisk kalksten (ca 450 miljoner år). Till skillnad från de äldre metasedimentära och metavulkaniska bergarterna, vilka vanligtvis är brantstående, uppvisar de yngre bergarterna vanligen i det närmaste horisontell skiktning/lagring. Sandstenen i Gävleområdet (lila på berggrundskartan) begränsas i stor utsträckning av ONO-liga förkastningszoner. Parallellt med dessa förekommer också post-jotniska (ca 1200 miljoner år gamla) diabasgångar som intruderat sandstenen (Lundegårdh, 1967). Den totala mäktigheten i den centrala delen av sandstenen har beräknats till ca 1000 m (Gorbachev, 1967).

Ordovicisk kalksten täcker stora delar av havsbotten i Gävlebukten (Ahlberg, 1986) och har observerats i fast klyft på ett par öar, bl a på Limön (Sandegren m fl, 1939).

6.3.2 Djupbergarter

Djupbergarterna är undersökningsområdets klart dominerande bergarter och indelas i en äldre, ca 1890 miljoner år, generation och en yngre, ca 1800 – 1500 miljoner år. Den äldre gruppen består av granitoider och, underordnat, basiska djupbergarter medan den yngre generationen utgörs av både större homogena granitmassiv och komplexa inhomogena områden med inneslutningar av äldre berggrund.

Äldre djupbergarter (ca 1890 miljoner år)

De äldre djupbergarterna upptar större delen av undersökningsområdet och domineras av medel- till grovkorniga, vanligtvis svagt förskiffrade metagranitoider (ljus brun färg på berggrundskartan). Vanligt förekommande är också mer basiska bergarter som metadiorit och metagabbro (kvartsfattiga djupbergarter som markerats med mörkt grön färg på berggrundskartan). Kontaktrelationer mellan dessa bergartstyper visar att granitoiderna är något yngre än gabbrobergarterna och en datering av en äldre granit väster om Uppsala ("vänggranit") gav en ålder på ca 1890 miljoner år (Ripa och Persson, 1997), vilket också antas vara en trolig ålder för metagranitoiderna i Tierpsområdet.

Djupbergarterna är i undersökningsområdets södra delar är vanligtvis relativt välbevarade, se Figur 6-2c, medan de i de norra och nordöstra delarna är mer omvandlade och delvis utbildade som ådergnejser (se Figur 6-3a från Fågelsundet). Inom Tierps kommun ökar graden av omvandling ungefär från Skärplinge och vidare norrut. Med tilltagande omvandlingsgrad ökar också graden av inhomogenitet i berggrunden, genom t ex inslag av pegmatit och finkornig granit samt större variationer i kornstorlek och sammansättning. Huvuddelen av de migmatitiska bergarterna på Hållnåshalvön utgörs förmodligen av kraftigt omvandlade äldre granitoider.

Yngre graniter (ca 1800-1500 miljoner år)

I samband med den regionala omvandlingen och deformationen av berggrunden för ca 1850-1800 miljoner år sedan skedde betydande omvandling och partiell uppsmältning av den äldre berggrunden. I samband med detta bildades, som tidigare nämnts, migmatiter och ådergnejser men också större bergartsmältor vilka stelnade och bildade granitkroppar s k yngre graniter (röda färger på berggrundskartan).

De yngre graniterna utgör en mycket varierande bergartsgrupp som omfattar både större homogena kroppar och mer inhomogena områden med inneslutningar av äldre berggrund. Större områden med homogen yngre granit förekommer huvudsakligen väster om Tierp samt omkring Karlholmsbruk vid Lövestabukten. Graniten väster om Tierp betecknas "hedesundagranit" och ett prov av denna granit från Hedesunda i Dalarna har daterats till 1782 miljoner år (Persson och Persson, 1997). Graniten omkring Karlholmsbruk brukar på äldre berggrundskartor betecknas "stockholmsgranit" på grund av motsvarande bergarts stora utbredning i stockholmsområdet, där den har daterats till ca 1800 miljoner år (Ivarsson och Johansson, 1995).

Hedesundagraniten (ljus röd med vita prickar på berggrundskartan) är vanligtvis medel- till grovkornig och porfyrisk med rektangulära kalifältspatkristaller, se Figur 6-3b. Inom stora områden är hornblände vanligt förekommande. Inom andra delar är graniten däremot mycket fattig på mörka mineral och ibland är kalifältspat helt dominerande. Det kalifältspatdominerade området nordväst om Söderfors framstår som mycket lågmagnetiskt, sammanfaller med ett tyngdkraftsminimum och uppvisar förhöjd naturlig gammastrålning, se Figur 6-5, 6-6 och 6-7.



a) Ådergnejsomvandlad granit (Fågelsundet, RAK 6722185-1616594).



b) Grovkornig, porfyrisk granit, s k hedesundagranit (ca 3 km nordväst om Söderfors, RAK 6699703-1576870).



c) Grovkornig, porfyrisk granit (ca 4,5 km öster om Månkarbo, RAK 6679126-1596569).

Figur 6-3. Typiska bergarter från Tierps kommun.

Ett annat område med likartad geofysisk karaktär finns nordost om Månkarbo. Vid fältbesök har konstaterats att området utgörs av en röd, grovkornig granit som liknar de kalifältspatrika delarna av hedesundagraniten, se Figur 6-3c. Bergarten bedöms utgöra en ekvivalent till hedesundagraniten och visas på samma sätt på berggrundskartan, d v s ljus röd med vita prickar. Detta är en nytolkning jämfört med tidigare tolkningar där bergarten räknats till de äldre granitoiderna (Stålhös, 1991).

Den yngre graniten i området omkring Karlholmsbruk (ljusröd på berggrundskartan) är, jämfört med hedesundagraniten, mer finkornig, se Figur 6-4a. Utbredningen som tolkats utifrån geofysiska data, enstaka fältobservationer och befintliga berggrundskartor är dock något osäker. På äldre sammanställningar har inte någon distinktion gjorts mellan den finkorniga och relativt homogena graniten och de mer inhomogena ådergnejserna och migmatiterna som också förekommer i området. I föreliggande arbete har dock ett försök till gränsdragning gjorts, se berggrundskartan i Figur 6-1. En begränsande faktor vid bedömningen av granitens karaktär är den låga blottningsgraden i området väster om Karlholmsbruk, se Figur 5-2.

Yngre granit med betydande inslag av äldre bergarter och av mindre massiv av pegmatit förekommer i kommunens centrala del nordost om Tierps samhälle och i området nordost om Finnsjön på gränsen mellan Tierps- och Östhammars kommun.

Strax norr om Gävle vid Strömsbro finns ett litet område av Strömsbrogranit, en grovkornig kalifältspatdominerad granit (mörkröd färg på berggrundskartan). Graniten har daterats till ca 1500 miljoner år (Andersson, 1997) och tillhör en granitgeneration som är vanligt förekommande på bl a Åland och i Finland, s k Rapakivigranit.

6.3.3 Gångbergarter

Förekomsten av gångbergarter är väl känd inom områden som täcks av moderna berggrundskartor men mycket dåligt känd inom övriga områden, inklusive större delen av Tierps kommun. De utgör inhomogeniteter i berggrunden och kan till viss del styra lokaliseringen av sprickor i berggrunden och är därmed också av betydelse för det lokala grundvattenflödet.

Gångbergarterna är en arealmässigt underordnad bergartstyp och utgörs till största delen av amfibolitgångar (gröna streck på berggrundskartan). Gångarna är decimeter- till halv-meterbreda och vanligtvis följbara några tiotal meter. Gångar av finkornig granit och pegmatit är också relativt vanligt förekommande inom vissa områden (röda streck på berggrundskartan).

Större diabasgångar saknas helt inom Tierps kommun men förekommer huvudsakligen i ett öst-västligt stråk i Gävletrakten tillsammans med den jotniska sandstenen. Ett fåtal magnetiska anomalier i området väster om Tierp och i trakten av Skutskär har tolkats vara förorsakade av diabasgångar med nordostlig utbredning, se Figur 6-1.

6.3.4 Migmatit och ådergnejs av varierande ursprung

Migmatit och ådergnejs är starkt omvandlade bergarter som förekommer längs kusten från Gävle-Skutskär via området norr om Gårdskär och Hällnähälvön till norra Gräsö och Örskär (röda "spiriller" på mörkt gul bottenfärg i Figur 6-1), se Figur 6-4b. Omvandlingen skedde huvudsakligen för 1850-1800 miljoner år sedan.



a) Fin- till medelkornig granit, "stockholmsgranit" (ca 5 km sydost om Hästskär, RAK 6714594-1611880).

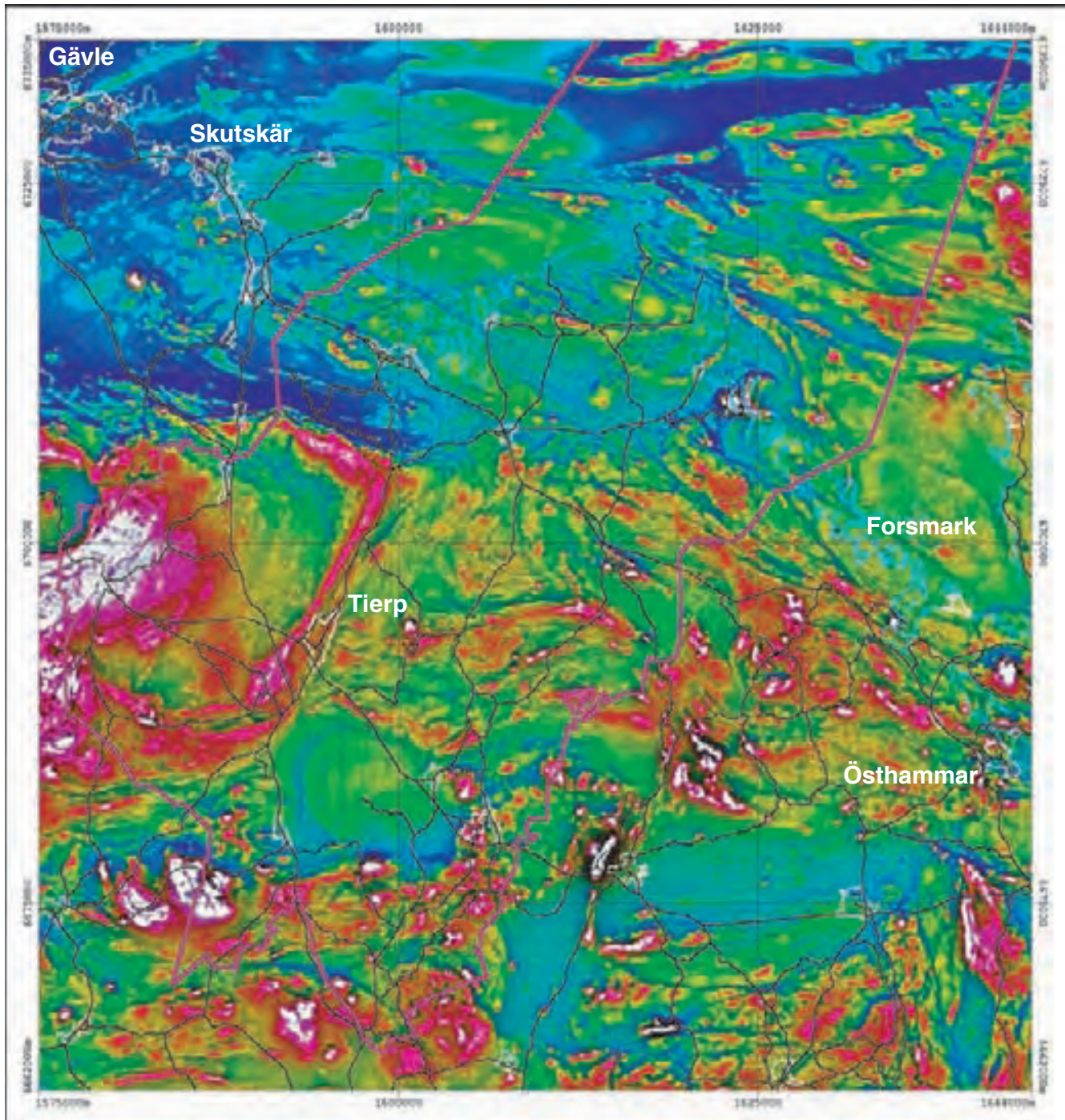


b) Migmatitisk gnejs (Fågelsundet, RAK 6722043-1616244).



c) Inhomogen berggrund med inslag av yngre granit, finkornig basisk bergart och pegmatit (ca 5 km nordväst om Karlholmsbruk, RAK 6716972-1596170).

Figur 6-4. Typiska bergarter från Tierps kommun.



5000 0 0 5000 10000 meter

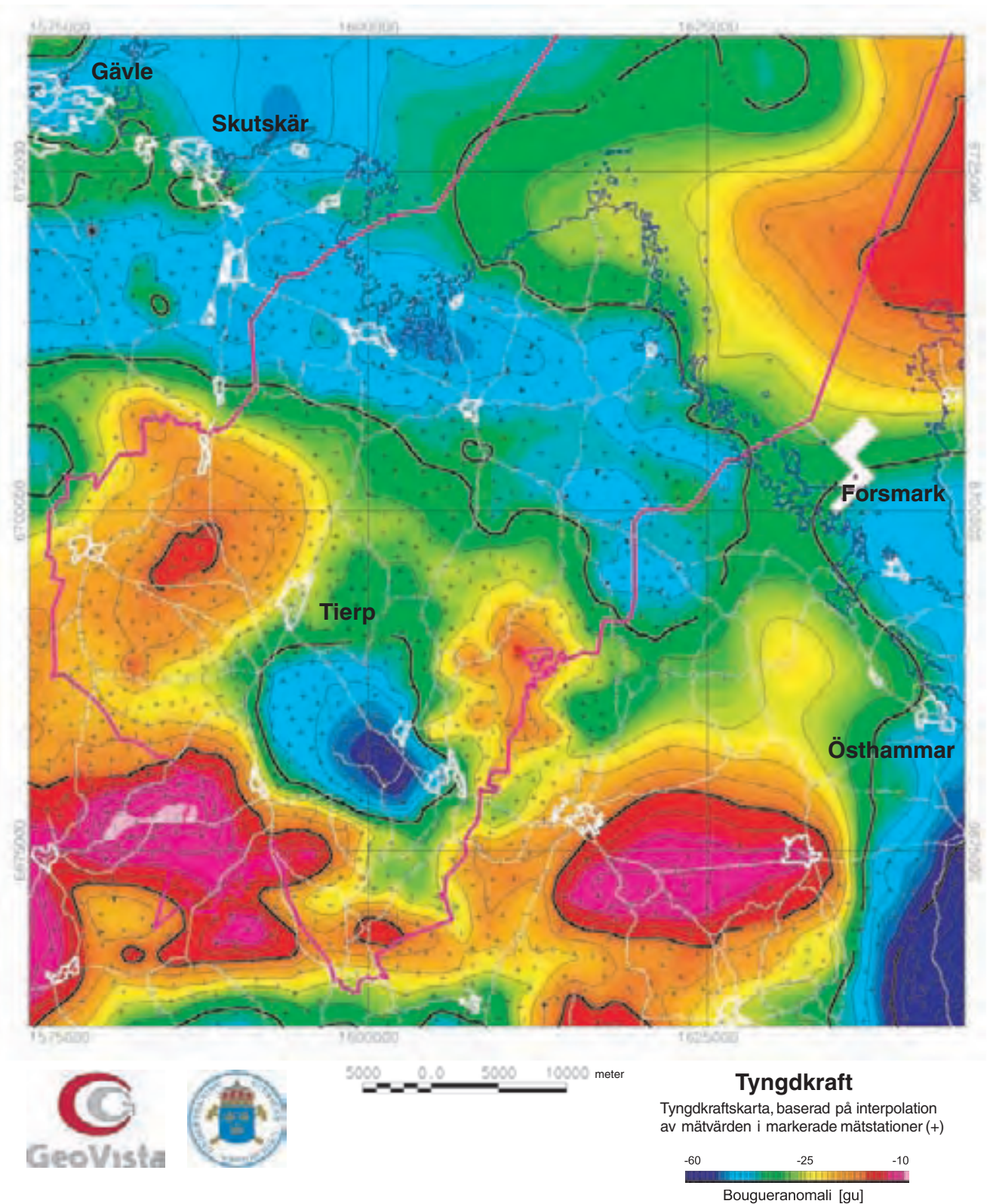
Magnetiskt anomalifält

Geofysisk flygmätning, SGU och Boliden
Anomalifält i nanoTesla, gradienter förstärkta
genom skuggning med vertikalkalderivatan

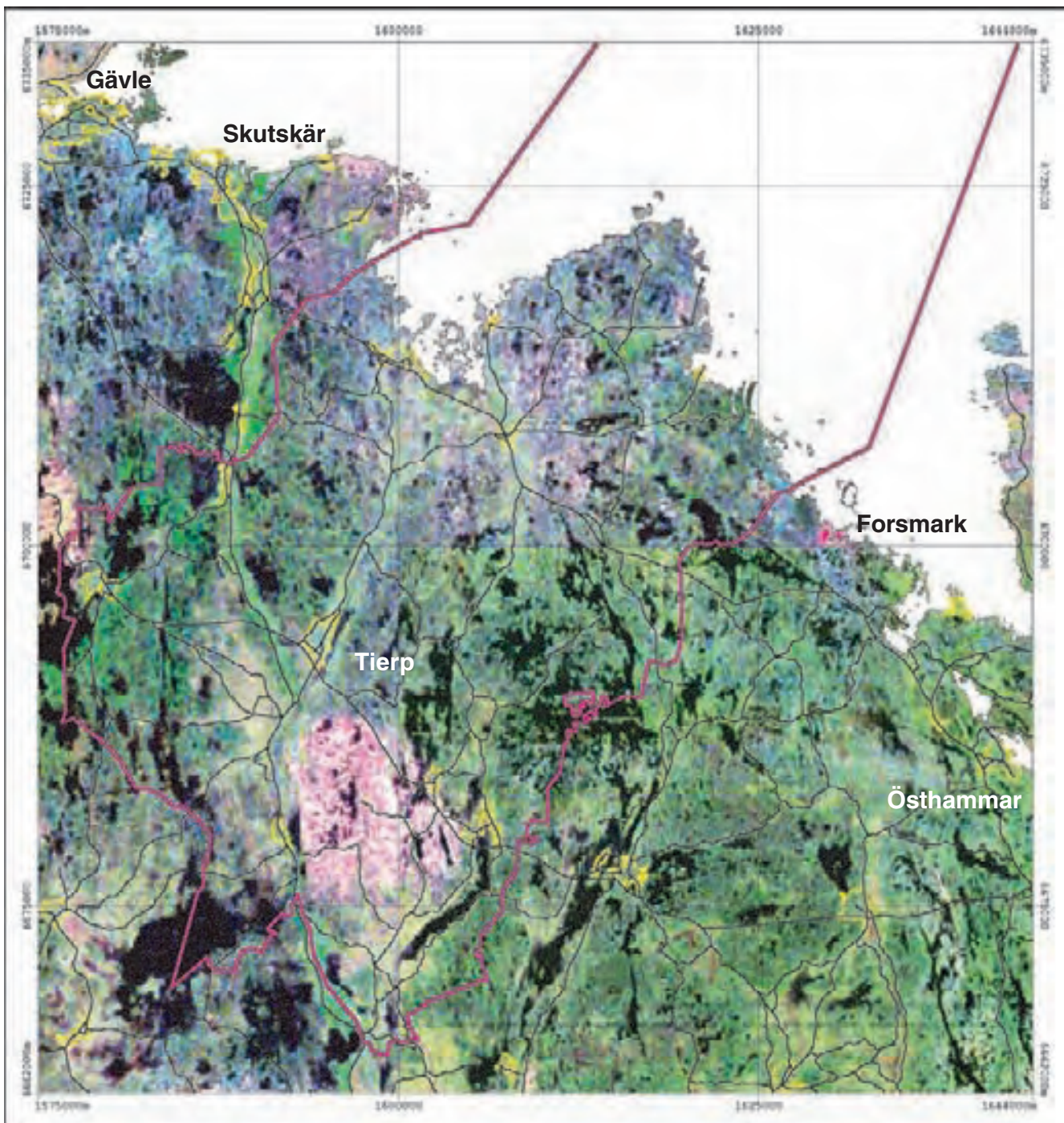


Magnetisk anomali [nT]

Figur 6-5. Magnetiskt anomalifält. Violetta-ljusa färger visar hög magnetisering och blå färger visar låg magnetisering.



Figur 6-6. Tyngdkraft i gu (gravity unit, "gravitationsenhet"). Violetta-ljusa färger visar massöverskott och blå färger visar massunderskott.

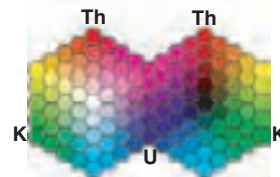


5000 0 0 5000 10000 meter

Naturlig gammastrålning

Geofysisk flygmätning, SGU

Färgkombination av torium (röd), kalium (grön) och uran (blå)



Figur 6-7. Naturlig gammastrålning. Relativa fördelningen av kalium, uran och torium. Ljusa nyanser visar förhöjda nivåer av samtliga element medan mörka nyanser visar låga nivåer.

Den kraftiga omvandlingen har medfört att den äldre berggrunden delvis smält upp och omkristalliserat vilket gör att det ofta är svårt att avgöra om ursprungsbergarten varit en ytbergart eller en djupbergart. Migmatit och ådergnejs har därför på berggrundskartan getts en grundfärg som skiljer sig både från de äldre djupbergarternas (ljusbruna, mörkgröna) och de äldre ytbergarternas (ljusgula, ljusgröna, blå) färger.

Inom Tierps kommun, på Hållnåshalvön, finns exempel på övergångar från både yt- och djupbergarter till migmatit och ådergnejs. Emellertid bedöms de migmatitiska bergarterna huvudsakligen utgöras av omvandlade äldre graniter.

6.4 Berggrundens homogenitet

Berggrundens homogenitet är svårbedömd inom stora delar av kommunen genom avsaknaden av detaljerade berggrundskartor. Som inhomogeniteter räknas i detta sammanhang t ex mindre intrusioner, gångbergarter och inneslutningar. Endast i den sydöstra delen av undersökningsområdet, där det föreligger moderna berggrundskartor i skala 1:50 000 (Stålhös, 1987), har inhomogeniteter i form av inneslutningar och gångbergarter kunnat markeras på berggrundskartan i Figur 6-1. Inhomogeniteter av samma typ kan förekomma även i resten av undersökningsområdet, särskilt i metagranitoiderna och vissa yngre graniter.

Generellt sett bedöms dock de större massiven av yngre granit som relativt homogena. Graniten i området runt Karlsholmsbruk bedöms vara mest homogen i öster. I den västra delen är graniten mer inhomogen med stort inslag av basiska inneslutningar och pegmatitgångar, se Figur 6-4c. Noteras skall dock att bedömningen försvåras av den låga blottningsgraden i området väster om Karlsholmsbruk. Stora områden av äldre metagranitoider i söder är sannolikt också homogena även om det lokalt förekommer betydande inslag av basiska intrusioner och gångbergarter.

Den mest inhomogena berggrunden inom Tierps kommun återfinns inom det område på Hållnåshalvön som domineras av migmatit och ådergnejs med stora variationer vad gäller kornstorlek och sammansättning. Betydande inslag av grovkorniga pegmatitiska delar omväxlande med finkorniga, bandade och glimmerrikare delar förekommer liksom basiska gångbergarter. Stora delar av området överpräglas dessutom av betydande plastisk deformation vilket ytterligare förstärker den inhomogena karaktären, se Figur 6-4b från Fågelsundet.

Betydande bergartsvariationer förekommer också inom Gudingeområdet där metavulkaniska och metasedimentära bergarter förekommer omväxlande med basiska intrusioner. De metavulkaniska bergarterna har i vissa delar också bedömts som malmpotentiella.

Inom ramen för förstudien av Östhammars kommun definierades stora områden, inklusive delar av området kring Finnsjön, som inhomogena med utgångspunkt från förekomst av gångbergarter och inneslutningar (Bergman m fl, 1996). Större delen av SKBs typområde vid Finnsjön har dock i mer detaljerade undersökningar bedömts som relativt homogent med endast smärre inslag av gångbergarter och inneslutningar (Ahlbom m fl, 1992). Fältbesök inom ramen för den nu aktuella studien har också bekräftat detta.

7 Radon i jordarter och berggrund

Över hela Tierps kommun finns flygradiometriska mätningar som möjliggör bestämning av det översta marklagrets radiumhalt. Radium ingår i urans sönderfallskedja och är moder-nuklid till radon. Flygmätningarna har, tillsammans med information om jordarternas utbredning, använts för att framställa en radonprognoskarta, Figur 7-1, samt en karta över berggrundens radiumhalt, Figur 7-2. Som jordartsgeologiskt underlagsmaterial har använts den karta som sammanställts i förstudien.

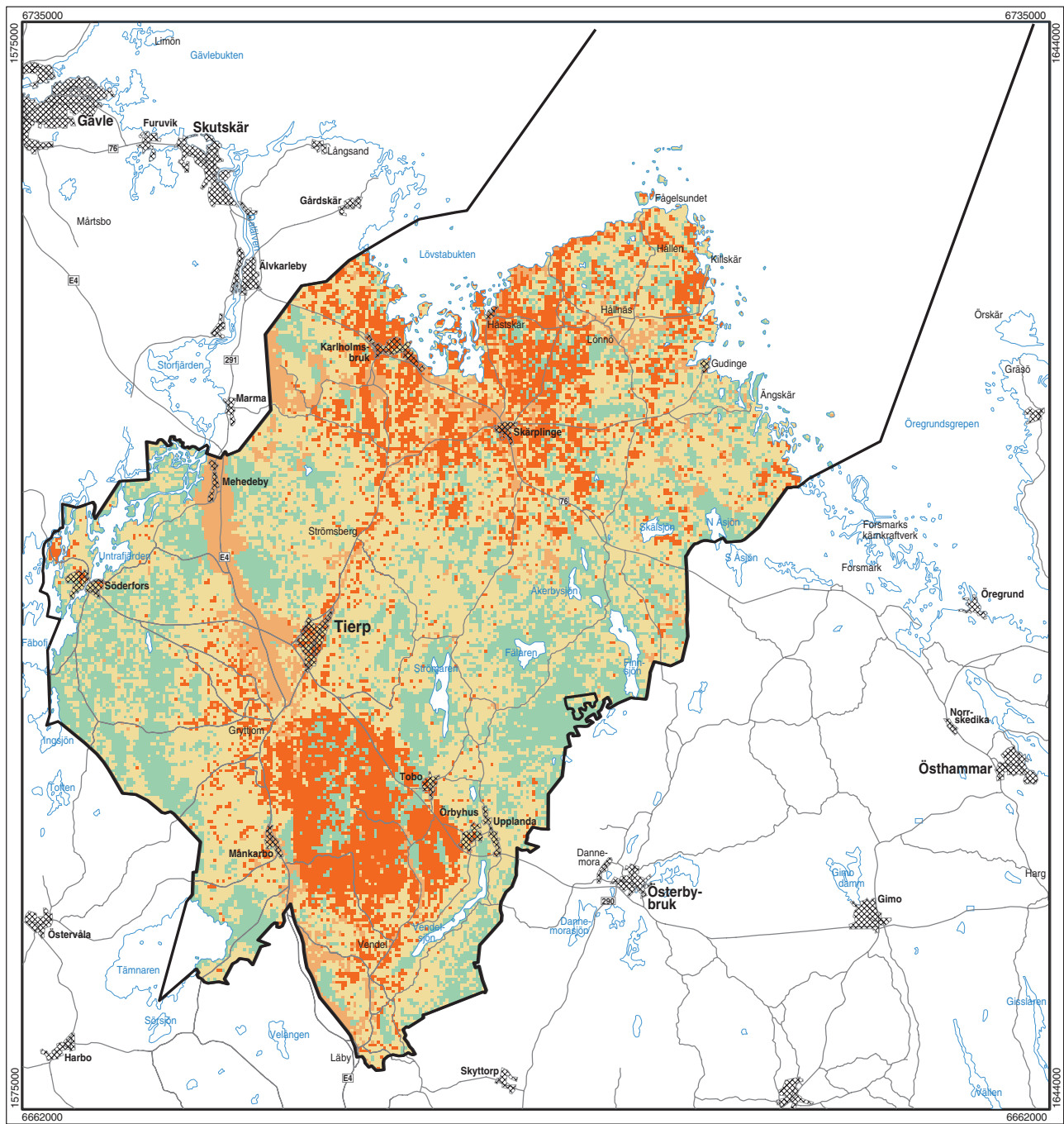
Radonhalten i de lösa jordlagren är av intresse både vid planering av nybyggnation och för det befintliga bostadsbeståndet. Detta gäller även radiumhalten i berggrunden om hus är, eller avses bli, byggda på krossberg. Radiumhalten i berggrunden kommer att avgöra radonavgången i en underjordsanläggning och kan påverka ventilationsbehovet både under byggnation och drift (Åkerblom och Lindén, 1994). Ett djupförvar kommer att tillföras radon genom avgång från bergytter, krossat berg och från inläckande grundvatten. Kunskap om vilka radonhalter som kan förväntas är därför av stort värde för att kunna anpassa konstruktionen till de krav som måste ställas med hänsyn till radonförhållandena. Radiumhalterna i det utsprängda materialet kan också medföra begränsningar av möjliga användningsområden, exempelvis som ballastmaterial.

7.1 Jordarter

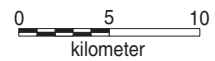
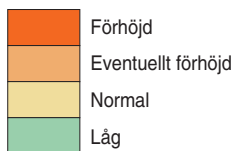
Jordarter klassificeras som högradonmark, normalradonmark och lågradonmark. För en tät jordart, exempelvis lera, kan radiumhalten vara betydligt högre än i en mer permeabel jord, exempelvis grus, utan att detta medför ökad radonrisk. Klassning av mark avseende radon beror därför både på jordartens radiuminnehåll och på jordartstyp. Utifrån flygburna spektrometermätningar av markytans gammastrålning kan det översta marklagrets radiumhalt beräknas i en första prognos över radonpotentialen. Däremot går det inte att direkt göra en klassning enligt vad som stipuleras för att upprätta en radonriskkarta då detta kräver kompletterande markmätningar (Åkerblom m fl, 1988).

Utgående från bestämningen av radiumhalten i marken har den klassats i fyra grupper - låg, normal, eventuellt förhöjd och förhöjd radonpotential - beroende på radiumhalt och jordartstyp, se Figur 7-1. Åsar, grusförekomster och fyllningar medför ofta förhöjd radonrisk och klassas därför, om inte radiumhalten är så hög att den motiverar klassningen förhöjd radonpotential, alltid som områden med eventuellt förhöjd potential.

I kommunens södra del finns ett stort område med förhöjd radonpotential som sträcker sig från Månkarbo i väster till Örbyhus i öster och från Gryttjom i nordväst till Vendel i söder. Området sammanfaller med det granitmassiv som i denna studie tolkats som en yngre granit, se Kapitel 6.3.2. Även i den norra kommundelen, framför allt runt Lövsta-bukten och inom Hållnåshalvön samt söderut till strax söder om Skärplinge, finns betydande områden med förhöjd radonpotential även om mönstret är mer splittrat i detta fall. Slutligen har Uppsalaåsens isälvsediment, samt betydande områden med grus och sand i anslutning till åsen (se jordartskartan, Figur 5-1), klassats som områden med eventuellt förhöjd radonpotential. I övriga delar av kommunen är potentialen övervägande låg till normal.

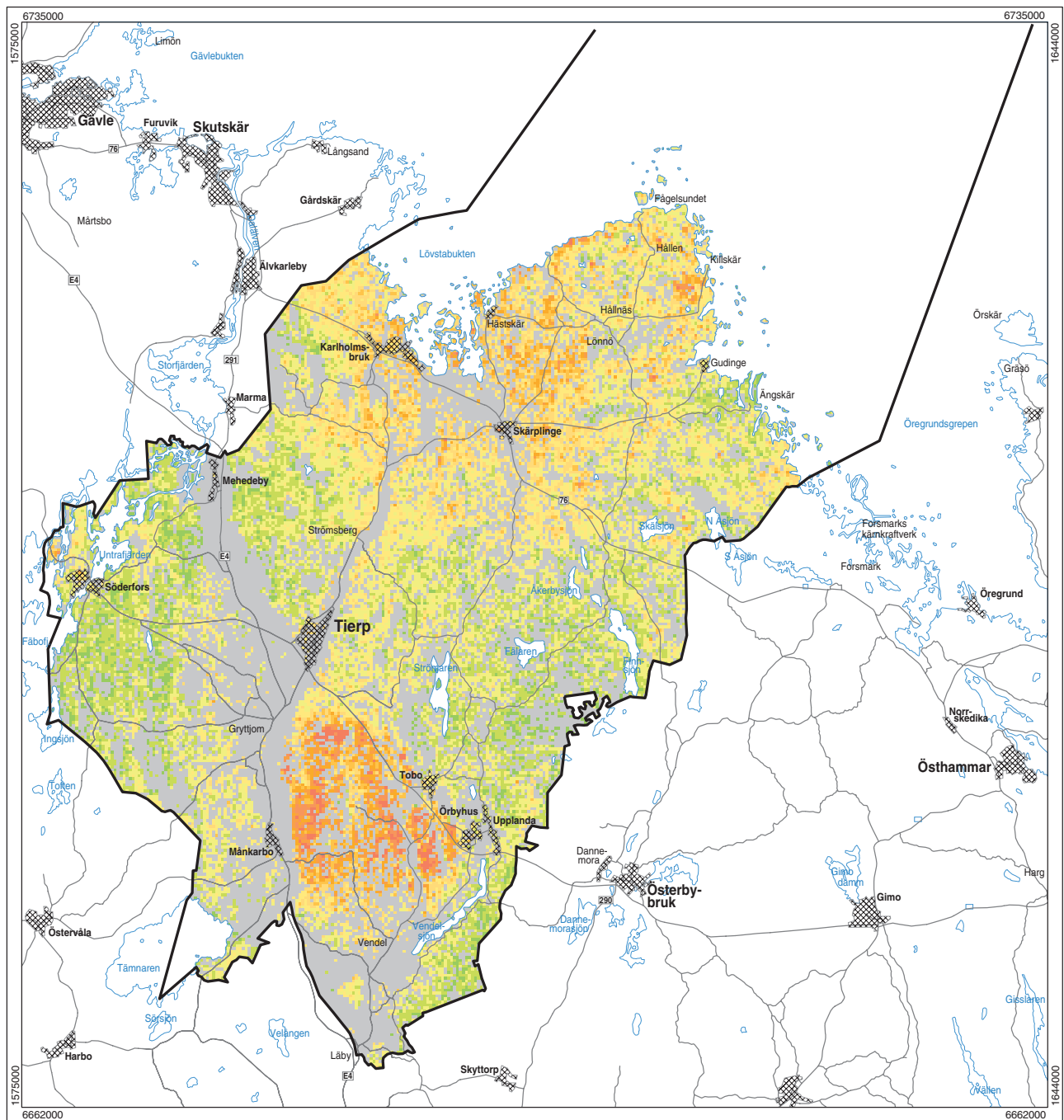


RADONPOTENTIAL

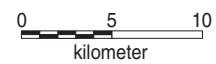
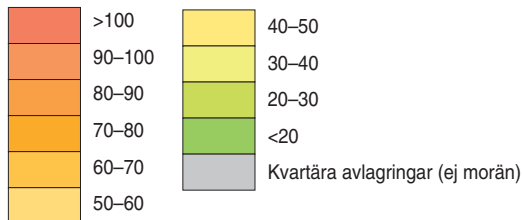


SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Figur 7-1. Markradonpotential i Tierps kommun.



RADIUMHALT (Bq/kg)



SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Figur 7-2. Berggrundens radiumhalt i Tierps kommun.

7.2 Berggrund

Radiometriska flygmätningar över blottad berggrund möjliggör bestämning av bergartens radiumhalt. Blottad berggrund utgör normalt ganska små ytor men stora delar av Sverige täcks i stället av morän som relativt väl speglar den underliggande berggrundens sammansättning. Moränen återspeglar dock inte alltid till fullo den underliggande berggrunden. Exempelvis kan utspädning med annat material och förekommande växtlighet göra att de erhållna värdena blir något lägre än berggrundens verkliga radiumhalt.

Vid beräkningen av berggrundens radiumhalt har analysen omfattat områden som i det jordartsgeologiska materialet klassificerats som blottat berg eller som morän. Övriga ytor har gråstrerats på kartan. Radiumhalter i berggrunden på upp till 30 becquerel per kilo (Bq/kg) är normala halter och radiumhalter över ca 50 Bq/kg kan betecknas som anomala. Sett ur den synpunkten är radiumhalten inom huvuddelen av kommunen normal till svagt förhöjd.

Emellertid finns ett stort område i kommunens södra del där radiumhalten är markant förhöjd, se Figur 7-2. Området är detsamma som det tidigare beskrivna med förhöjd radonpotential. Även om en stor del av den naturliga gammastrålningen, se Figur 6-6, beror på förhöjda toriumhalter kan konstateras att uraninnehållet också är markant förhöjt. Utförda markmätningar (Lindén och Mellander, 1985) visar att bergarten innehåller ca 4 % kalium, 70 ppm torium och 15 ppm uran. Den uppmätta uranhaltens motsvarar ett radiuminnehåll på ca 185 Bq/kg.

När det gäller det stora massivet av hedesundagranit i kommunens västra del visar flygmätningen ofta låga radiumhalter men direkt väster om kommunen finns ett område med förhöjda halter. Området berör i viss mån också Tierps kommun och förhöjda värden har uppmätts nordväst om Söderfors, se Figur 7-2. I massivets sydöstra del, d v s i området väster om Tierp, täcks berggrunden till övervägande del av lera, silt, sand och grus vilket gör att en analys av radiumhalten inte kan göras (grå områden i Figur 7-2). Markmätningar över hela hedesundagraniten (Lindén och Mellander, 1985) visar en genomsnittlig uranhalt på 9 ppm (radiumhalt ca 110 Bq/kg).

Spridda områden med förhöjd radiumhalt i berggrunden finns också i norra kommundelen, runt Karlholms bruk och Skärplinge samt på Hållnåshalvön, även om förhöjningarna i dessa fall är måttliga. Dock är blottningsgraden i vissa av dessa områden mycket låg.

8 Deformationszoner

I detta kapitel ges först några viktiga definitioner av olika typer av deformationszoner och hur de bildas. Vidare beskrivs metodiken för hur deformationszoner har identifierats utifrån befintlig information och hur de karakteriseras. Därefter ges en beskrivning av de dominerande deformationszonerna inom Tierps kommun med omgivning och en sammanfattning av hur de uppträder i tid och rum.

Regionala deformationszoner måste undvikas vid anläggningen av ett djupförvar, dels för att de i sig kan medföra säkerhetsmässigt ogynnsamma förhållanden, dels för att eventuella framtida rörelser i berggrunden företrädesvis förväntas ske längs sådana zoner.

8.1 Definitioner

En *deformationszon* är en svaghetszon i berggrunden, i vilken deformationen är betydligt kraftigare än i omgivande bergmassa, och utefter vilken berggrunden på ömse sidor om zonen har rört sig. Deformationszoner kan vara av både plastisk och spröd karaktär, beroende på hur djupt ned i jordskorpan som deformationen skett.

Sker deformationen på stora djup (mer än 10-15 km) och under varma förhållanden (över 250-350°C) deformeras bergarterna plastiskt, likt en trögflytande massa, och zonen benämns då allmänt plastisk deformationszon eller *plastisk skjuvzon*. Dessa zoner kan variera i bredd från mindre än en decimeter till flera kilometer. Deformationen är vanligtvis inhomogen, d v s den varierar i intensitet, och bergarterna uppvisar kraftig förskiffring eller bandning samt stänglighet. I denna rapport används termen plastisk skjuvzon vanligen för områden som bedöms innehålla en hög koncentration av enskilda plastiska zoner. Inom större system av sådana skjuvzoner är de mellanliggande områdena ofta linsformade och benämns då *tektoniska linser*.

Högre upp i jordskorpan (mindre än 10-15 kilometer) där temperaturen är lägre (under 250-350°C) är deformationen av spröd karaktär, d v s det sker en mekanisk nedbrytning och uppsprickning av berggrunden. I detta fall kallas zonen allmänt för en spröd deformationszon eller *sprickzon*. En *förkastning* är en sprickzon längs vilken rörelser skett parallellt med zonen. Sprickzoner avgränsar *berggrundsblock*, vars storlek är beroende av med vilket inbördes avstånd zonerna uppträder. I östra Sverige skedde övergången från plastisk till spröd deformation för ca 1600 miljoner år sedan, när jordskorpan stabiliserats efter det att den svekokarelska orogenesisen avklingat.

Termen *lineament* används för en ospecificerad, topografiskt och/eller magnetiskt framträdande, linjär (långsträckt) struktur.

8.2 Metodik

För att identifiera och beskriva deformationszonerna har en sammanställning gjorts av plastiska planstrukturer (förskiffring, gnejsighet, bandning) som uppmätts i samband med tidigare utförd geologisk kartering inom området, se Figur 8-1. Vidare har i huvudsak magnetiska och topografiska data använts vid tolkningsarbetet, se Figur 8-2 och 8-3. Rapporterade fältiakttagelser av kraftigt deformerade bergarter (myloniter och krossbreccior) har också använts.

För att på ett effektivt sätt kunna nyttja informationen i de olika datamängderna har en stor del av tolkningsarbetet skett med hjälp av digitala presentations- och bildanalys-system. En integrering har skett direkt i tolkningsprocessen där flera informationskällor har kunnat studeras samtidigt. Ett flertal mellanprodukter har framtagits av vilka kan nämnas *formlinjer*, *magnetiska konnektioner* samt *topografiska och magnetiska lineament*.

Formlinjer visar den regionala trenden av plastiska planstrukturer äldre än ca 1600 miljoner år, sannolikt bildade under tidsintervallet för ca 1900–1800 miljoner år sedan. Formlinjerna som presenteras på deformationszonskartan, se Figur 8-4, är baserade på en interpolation av fältmätningar av planstrukturer. I västra delen av undersökningsområdet, väster om koordinat 1605000 i rikets nät, har information hämtats från SGUs publicerade berggrundskartor (se Kapitel 3), i ett litet område väster om Gudinge från Sund (1957) och i övrigt från Bergman m fl. (1996). I områden där fältinformationen är sparsam, dvs de västra och norra delarna av undersökningsområdet, har de strukturella formlinjerna kompletterats med magnetiska konnektioner (se nedan).

Magnetiska konnektioner sammanlänkar bandade, magnetiska anomalimönster av likartad karaktär (jämför Figur 8-2 och 8-4). Anomalier som förmodas vara orsakade av gångbergarter, t ex diabas, är undantagna. Väster om koordinat 1605000, se Figur 8-2, och i Gävlebukten har magnetiska konnektioner tolkats fram i samband med denna undersökning. I Hållnäsområdet har motsvarande tolkning hämtats från Bergman m fl (1996) och i Öregrundsgrepen från Bergman m fl (1998).

Formlinjer och magnetiska konnektioner återspeglar berggrundens storskaliga strukturriktningar. Sammanställning av dessa linjer ger ofta en antydning om förekomsten av plastiska skjuvzoner. Mellan skjuvzonerna finns områden med mer homogen och mindre intensiv plastisk deformation eller med odeformerade bergarter. Utmärkande är också att planstrukturerna i den omgivande berggrunden ställvis är inböjda mot de plastiska skjuvzonerna. Längs zonerna påträffas ofta starkt förskiffrade eller bandade samt stängliga bergarter.

Topografiska och magnetiska lineament som kan följas minst 4–5 km i strykningsriktningen har tolkats och sammanställts, se Figur 8-4. Längden på dessa storskaliga lineament, tillsammans med att de vanligtvis skär över och ställvis även förskjuter bergartsgränser (jämför Figur 8-4 med Figur 6-1), tyder på att de oftast utgör sprickzoner och förkastningar. Dessa spröda deformationszoner har bildats senare än för ca 1600 miljoner år sedan.

Storskaliga spröda deformationszoner utgör vanligen sänkor fyllda med glacials och/eller postglacials avlagringar, moss- och myrmarker eller vattendrag, varför direkta studier sällan är möjliga. Att de utgör sänkor beror på att det uppspruckna berget i sprickzonerna är betydligt mer lättroderat än omgivande berg. Zonerna mejslas därför ofta ur av inlandsis och erosion och framstår då som topografiska sänkor eller branter. På den magnetiska anomalikartan framträder de i regel som smala, distinkta, lågmagnetiska stråk beroende på att magnetit i det uppspruckna berget oxiderat till omagnetiska mineral. Alternativt ger zonerna upphov till avbrott i anomalimönstret. Sprickzoner har därför i



--- Plastisk planstruktur, uppmätt strykningsriktning

0 5 10
kilometer

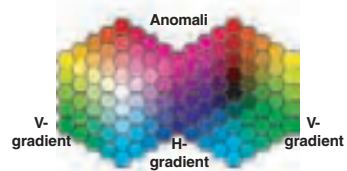
SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Figur 8-1. Mätvärden för strykningsriktning av planstrukturer i berggrunden inom Tierps kommun med omgivning. Från de norra och västra delarna av undersökningsområdet finns endast ett fåtal mätvärden. Detta beror huvudsakligen på att systematiska mätningar av planstrukturer inte gjordes i samband med (den äldre) kartläggningen. Därutöver förekommer i dessa områden betydande inslag av mer välbevarade graniter (Grupp 2), vilka vanligen saknar planstrukturer.

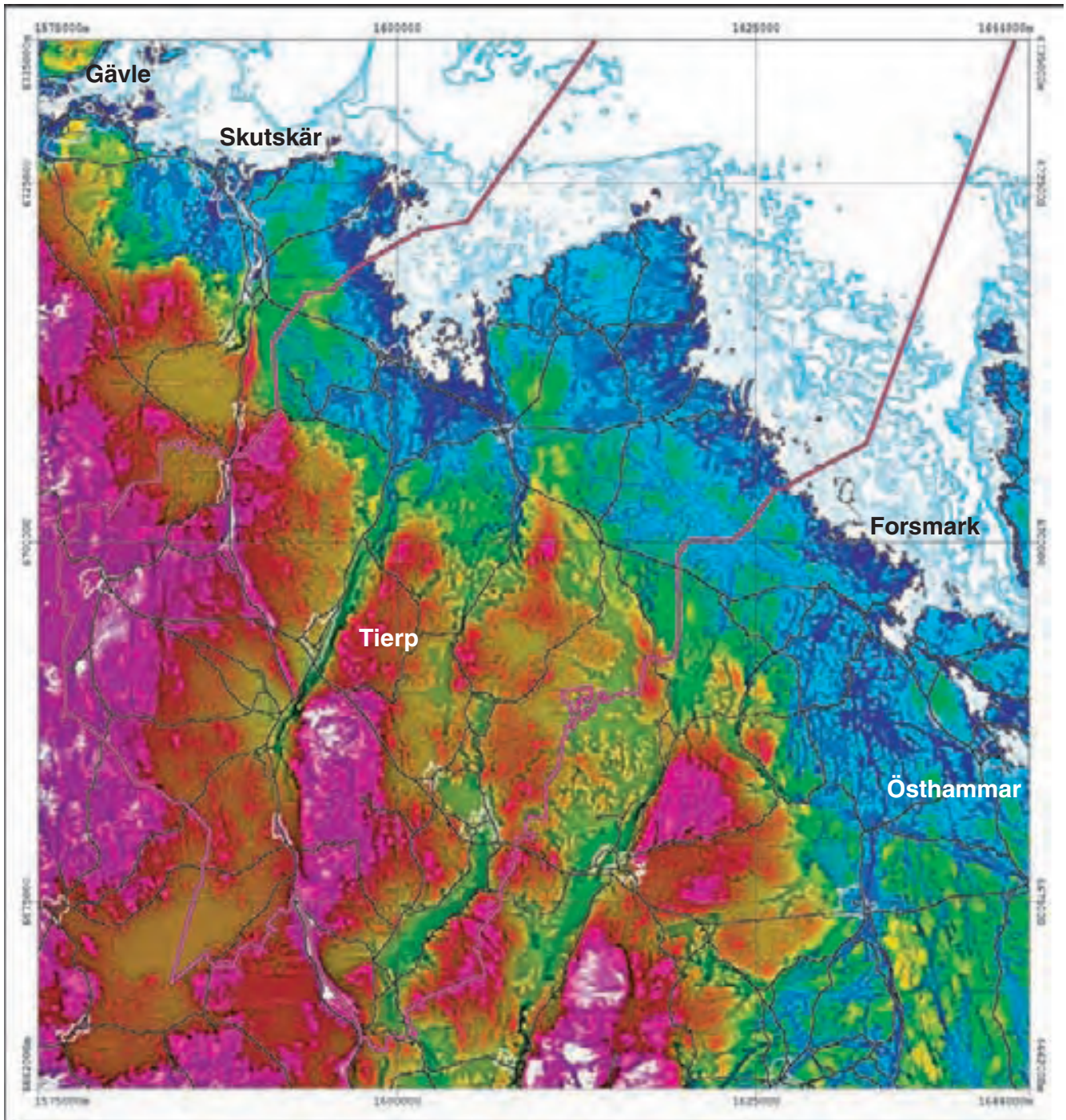


Magnetiskt anomalifält

Geofysisk flygmätning, SGU och Boliden
Färgkombination av anomalifält, vertikal- och horisontalgradient



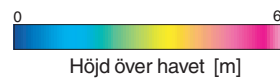
Figur 8-2. Magnetisk anomalifält. Kontrastförstärkt för att framhäva strukturer. Ljusa nyanser visar högt anomalifält och kraftiga gradienter medan mörka nyanser visar lågt anomalifält och svaga gradienter.



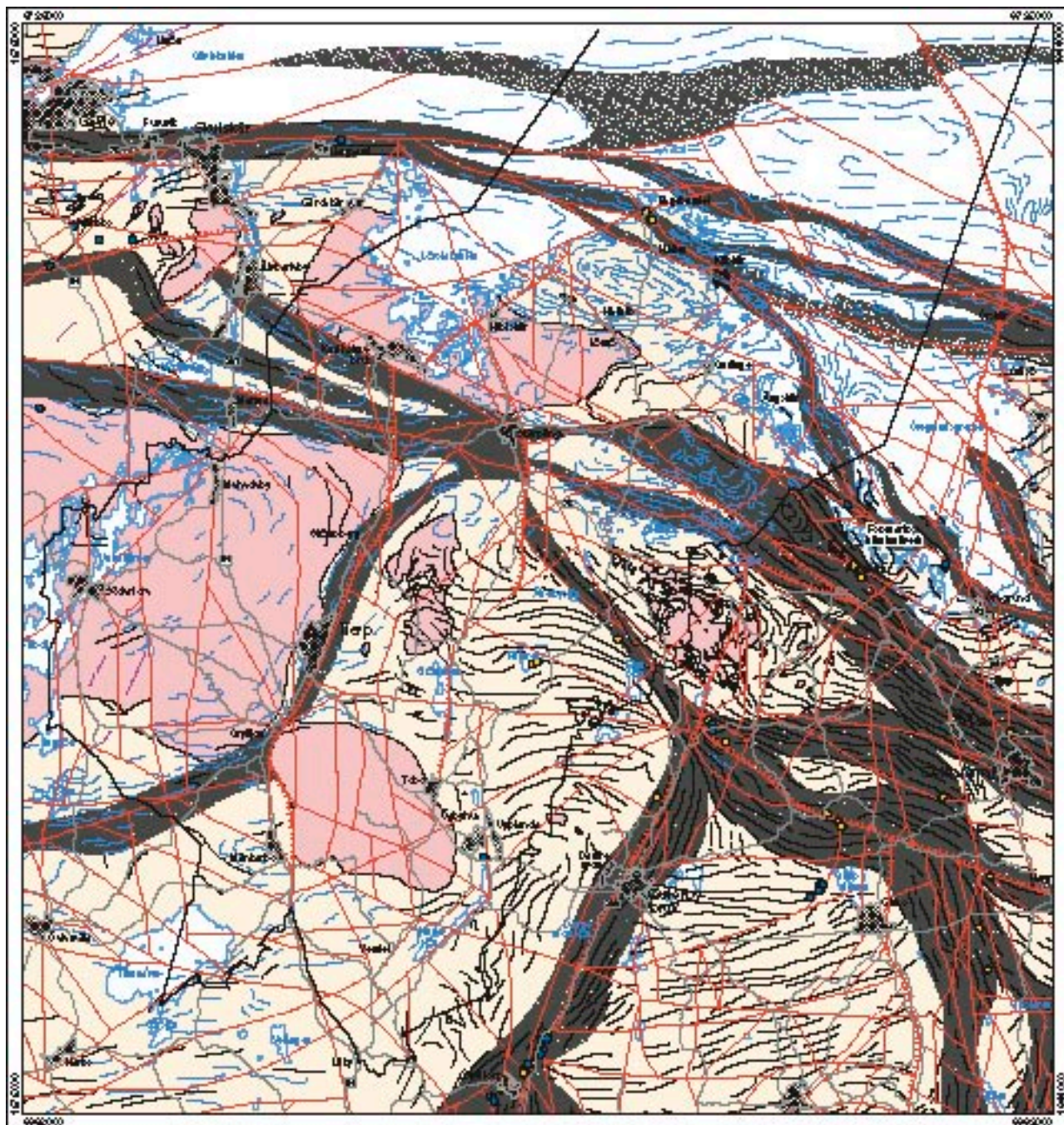
5000 0.0 5000 10000 meter

Topografisk karta

Höjddata (Lantmäteriet),
 gradienter förstärkta genom skuggning med vertikalkalderivatan.
 Djupkurvor (Sjöfartsverket) redovisas över havsområdet.



Figur 8-3. Topografisk karta över Tierps kommun och omgivning.



Figur 8-4. Deformationszonskarta över Tierps kommun och omgivning.

huvudsak tolkats med hjälp av höjddata och magnetiska data med stöd av andra geofysiska flygmätningar (elektriska mätningar och gammastrålningsmätningar) samt jordartsgeologiska data. Tolkningen bekräftas ibland av att krossbreccior och finkorniga myloniter bildade under relativt låg temperatur påträffas längs sådana zoner.

De i denna utredning tolkade spröda zonerna motsvarar första och andra ordningens sprickzoner (diskontinuiteter) i terminologin enligt Almén m fl (1996), d v s zoner som kan följas minst några kilometer och ligger minst flera hundra meter från varandra. Den information som finns tillgänglig från tolkningar av flygbilder och satellitdata i undersökningsområdet (Olkiewicz, 1981; Stålhös, 1991) tyder på att många berggrundsblock definierade i denna studie innehåller kortare topografiska lineament. Vad gäller tolkningen av dessa småskaliga lineament är det svårt att avgöra om de indikerar mindre sprickzoner eller endast något mer lättroderad berggrund. Vid eventuella framtida studier bör förekomsten av mindre sprickzoner utredas.

Det bör noteras att flacka eller horisontella strukturer är betydligt svårare att identifiera än branta strukturer med de metoder som beskrivits. För att identifiera flacka deformationszoner krävs i allmänhet detaljerade undersökningar där fältkontroll, seismik och borrning är de bäst lämpade metoderna.

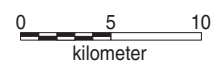
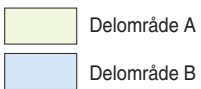
Resultatet av tolkningarna tillsammans med tidigare känd information har sammanställts till en digital deformationszonskarta som är avsedd att presenteras i skala 1:100 000 och som tillhandahålls av SKB. Till denna rapport har bifogats en förminskad version av denna karta, se Figur 8-4. Kartan visar olika bergartsgrupper inom området, utvalda från ett tektoniskt perspektiv (se nedan) samt förekomster av myloniter och krossbreccior. Vidare presenteras tolkade formlinjer, magnetiska konnektioner, skjuvzoner ("områden påverkade av kraftig plastisk deformation") samt storskaliga sprickzoner och förkastningar.

I de följande avsnitten beskrivs först de viktigaste bergartsgrupperna i ett tektoniskt perspektiv och sedan deformationszonerna utifrån den indelning i delområde A och B som framgår av Figur 8-5. De bägge delområdenas speciella karaktär sammanfattas i samband med beskrivningen nedan.

8.3 Bergartsgrupper i ett tektoniskt perspektiv

Berggrunden inom undersökningsområdet har indelats i tre huvudgrupper med utgångspunkt från deformationsstil och grad av omvandling, se Figur 8-4. De tre grupperna, rangordnade efter den ytmässiga fördelningen, är:

- Grupp 1: Vulkaniska, sedimentära och intrusiva bergarter med åldrar omkring 1900-1890 miljoner år. Bergarterna har påverkats av plastisk deformation och omvandling, vilken kulminerade för ca 1850-1800 miljoner år sedan under den svekokarelska orogenesisen (se Kapitel 4). Inom delområde B är bergarterna ställvis kraftigt omvandlade med bildning av ådrade och migmatitiska bergarter (se Kapitel 6 och Figur 6-1).*
- Grupp 2: Graniter, pegmatiter och apliter med åldrar omkring 1800, 1780 och 1500 miljoner år. Dessa bergarter är välbevarade och uppvisar ingen eller endast begränsad plastisk deformation.*
- Grupp 3: Yngre sandsten och diabasgångar i den nordvästra delen av undersökningsområdet. Dessa bergarter har bildats efter det att den plastiska deformationen och omvandlingen av berggrunden upphört.*



Figur 8-5. Karta som visar delområden för beskrivning av deformationszoner.

8.4 Tolkade deformationszoner

Berggrundens tre huvudgrupper utifrån ett tektoniskt perspektiv skiljs åt på deformationszonskartan, se Figur 8-4. Plastiska skjuvzoner, d v s områden som tolkas innehålla en hög koncentration av enskilda plastiska skjuvzoner, har markerats med ett svart prickraster. Zonerna kan följas flera tiotals kilometer. Två breda (1 km eller mer) lågmagnetiska zoner under havet i Öregrundsgrepen och Gävlebukten som också är följbara flera tiotals kilometer visas på kartan med ett grövre raster. Zonerna är sannolikt av ett komplext tektoniskt ursprung, en tolkning som stöds av att i deras förlängning på fastlandet uppträder zoner med kraftig plastisk deformation längs vilka även spröda deformationszoner har framtolkats.

Tolkade sprickzoner av regional karaktär, som är tydligt framträdande och huvudsakligen följbara minst 4-5 kilometer, visas med röda linjer på kartan, se Figur 8-4. Dessa linjer markerar smala zoner där i de flesta fall lågmagnetiska anomalier eller avbrott i det magnetiska mönstret sammanfaller med topografiska sänkor eller branter, d v s det finns både en magnetisk och topografisk indikation på en svaghetszon i berggrunden. Rapporterade fältiakttagelser av myloniter och krossbreccior visas med gula respektive blå punkter. Tillgänglig dokumentation om i vilken riktning berggrunden längs en deformationszon har rört sig visas också på deformationszonskartan. Tolkningen av sprickzonerna i havet baseras huvudsakligen av lågmagnetiska linjära anomalier delvis i kombination med topografiska sänkor indikerade av djupdata.

Noteras bör att hela undersökningsområdet ligger mindre än 100 meter över havet och att höjdskillnaderna i allmänhet är små. Den huvudsakligen plana topografiska ytan i området motsvarar den subkambriska peneplanet (se Kapitel 4 och Lidmar-Bergström, 1994).

8.4.1 Delområde A

Delområde A, se Figur 8-5, utgör den sydvästra delen av undersökningsområdet och omfattar ungefär hälften av Tierps kommun. Delområdet domineras av ca 1900-1890 miljoner år gamla magmatiska bergarter men 1800 och 1780 miljoner år gamla graniter är en tydlig men underordnad komponent (se Kapitel 6 och Figur 6-1). Ett fåtal diabaser tolkade från flygmagnetiska data förekommer i delområdets västra del.

Delområdet karakteriseras vidare av plastiska deformationszoner i NNO-lig riktning och sprickzoner i ett komplext blockmönster med en dominerande i stort sett N-S-lig riktning. Gränsen mellan delområde A och B följer ett betydelsefullt system av VNV-liga deformationszoner som sträcker sig från Storfjärden i väster till söder om Skärplinge, genom Finnsjön och vidare österut mot Hargshamn.

Plastisk deformation

I den sydöstra delen av delområdet uppvisar formlinjerna en regelbunden, ONO- till O-V-lig trend som är följbar åtminstone 10 km i strykningsriktningen. De publicerade berggrundskartorna indikerar att dessa formlinjer representerar en förskiffring med brant till vertikal stupning och att förskiffringen huvudsakligen är parallell med bergartsgränserna, se Figur 6-1. Magnetiska konnektioner och formlinjer i sydväst mellan Harbo och Vendelsjön visar samma trend. Detsamma gäller magnetiska konnektioner omkring Mehedeby i den ca 1780 miljoner år gamla hedesundagraniten.

Längs två utpräglade men relativt smala (2-5 km) zoner sydost om Gimo respektive genom Skyttorp och Österbybruk ändrar formlinjerna och bergartsgränserna radikalt orientering. Strukturerna stryker N-S respektive NNO i zonerna, vilka preliminärt har tolkats som plastiska skjuvzoner (Bergman m fl, 1996). En liknande zon längre västerut, genom Tierp mot Skärplinge, med ONO- till NNO-lig riktning tolkas preliminärt också den som en plastisk skjuvzon. Fältkontroll av en håll inom denna zon nära Strömsberg bekräftar att rörelser skett under relativt varma förhållanden, se Figur 8-6a.

Orienteringen av formlinjer och magnetiska konnektioner inom delområde A antyder storskaliga veckstrukturer med en amplitud på minst 10 km. Veckstrukturer med mindre amplituder är påtagliga från formlinjer och magnetiska konnektioner sydväst om Skärplinge, väster om Månkarbo och väster om Österbybruk. Veckstrukturerna är asymmetriska, med bredare veckben som stryker ONO- till O-V-ligt och smalare veckben, men med högre grad av plastisk deformation, som stryker i stort sett NNO-ligt. Vecken böjer förskiffringen i de äldre bergarterna och en planstruktur, se Figur 8-6b, samt magnetiska konnektioner, sannolikt av magmatisk ursprung, i den yngre hedesundgraniten. Axialplanen (de plan som sammanlänkar veckomböjningarna) stryker i riktning NO. Dessa storskaliga veckstrukturer tillhör sannolikt ett system av veck som är typiskt för den östra delen av Mellansverige, från Västervik i söder till Hudiksvall i norr (Asklund, 1921; Stålhös, 1962, 1981; Lundegård, 1967; Sukotjo, 1995a, b).

Spröd deformation

De tolkade regionala topografiska och lågmagnetiska lineamenten inom delområde A bildar ett regelbundet tvärkorsande mönster som avgränsar berggrundsblock mellan enskilda lineament. Lineamentens riktningar är NNV till NNO, NO till ONO och O-V till VNV där den i stort sett N-S-liga riktningen dominerar. Mönstret i den sydöstra delen sammanfaller väl med den bild av topografiska lineament framtolkade från flygbilder (Stålhös, 1991) och med hjälp av satellitdata (Olkiewicz, 1981).

De tre NNO-liga lineament som sträcker sig genom Tierp, sjön Strömaren respektive Österbybruk samt det NNV-liga systemet öster om Gimo bildar de tydligaste topografiska sänkorna inom delområdet. Längs dessa fyra lineament är peneplanet uppbrutet och stört, se Figur 8-3. Peneplanet på västra sidan av lineamentet genom Tierp faller skarpt ca 30 m i förhållande till den östra sidan som i sin tur stupar flackt mot öster, se Figur 8-4. Liknande vertikala förskjutningar har skett längs lineamenten genom sjön Strömaren, Österbybruk och nära Gimo, se Figur 8-4.

I samband med berggrundskartering (Sund, 1957; Stålhös, 1991) har myloniter eller krossbreccior observerats i synnerhet längs lineamentet genom Österbybruk. Samma kraftigt deformerade bergarter finns också längs ett fåtal andra lineament i N-S-, NNO-, NV- och NNV-lig riktning, se Figur 8-4. Starkt uppsprucken berggrund har dessutom påvisats omkring Skyttorp (Stålhös, 1991). Undersökningar i den sydöstra delen av delområdet visar att de mer betydande sprickorna till helt övervägande del är hopläkta av kvarts. I småsprickorna är däremot kalcit den dominerande sprickfyllnaden (Stålhös, 1991). Förskjutning av eller brott i berggrundskontakter är särskilt markanta längs flera N-S-liga lineament söder och sydväst om Tierp och längs zonen genom Österbybruk, se Figur 6-1 och 8-4.

Störningar i det subkambriska peneplanet, förekomst av kraftigt deformerade bergarter (myloniter och krossbreccior) längs vissa lineament samt exempel på förskjutning av bergartsgränser bekräftar att åtminstone flertalet lineament är förkastningar av regional



a) Plastisk skjuvzon i ådrad metagranitoid. Skjuvzonen stryker i nordostlig riktning och stupar brant mot sydost (Strömsberg, RAK 6700320-1597456).



b) Planstruktur i porfyrisk hedesundagranit bestående av riktade mineralkorn (kalifältspat) samt tillplattade enklaver av basiska bergarter (mörk bergart i bilden). Planstrukturen stryker i nordostlig riktning och stupar brant mot sydost (bergtäkt nordväst om Strömsberg, RAK 6701168-1595786).

Figur 8-6. Exempel på plastiska strukturer inom delområde A.

karaktär. Detta stöder tolkningen att lineamenten generellt sett utgör sprickzoner och förkastningar.

De regionala deformationszonerna avgränsar berggrundsblock som till ytan ofta är flera tiotals km² stora. En närmare studie av deformationszonskartan, Figur 8-4, visar dock att områden i anslutning till lineamentet genom Tierp samt Vattholma-Österbybruk- och Vällan-Gimo-förkastningarna (Bergman m fl, 1996) innehåller berggrundsblock som är mindre. En högre frekvens av mindre sprickor och kortare sprickzoner än de som har dokumenterats i denna studie kan också förväntas i dessa områden. Sammanfattningsvis bör särskild hänsyn tas till dessa faktorer om vidare undersökningar skulle bli aktuella.

Detaljerade undersökningar vid Dannemora järnmalmsförekomst, belägen 1 km VNV om Vattholma-Österbybruk-förkastningen, strax öster om Tierps kommun, har påvisat flera horisontella eller svagt stupande förkastningar på olika nivåer i gruvan samt två system av brant stupande förkastningar som stryker i riktning NNO och NNV (Lager, 1986). Bredden på zonerna som stryker NNO kan vara upp till 20 m. De består av kloritskölur, leromvandlingar och är ställvis vattenförande (Olkiewicz, 1981). Denna information betonar behovet av försiktighet i närheten av de tolkade sprickzonerna.

8.4.2 Delområde B

Delområde B omfattar den nordöstra delen av undersökningsområdet. Det domineras av ca 1900-1890 miljoner år gamla magmatiska och sedimentära bergarter, vilka längs kusten i stor utsträckning är kraftigt omvandlade till ådergnejser och migmatiter (se Kapitel 6 och Figur 6-1). Yngre, mer välbevarade graniter och pegmatiter samt sandsten och diabas utgör underordnade komponenter.

Delområdet karakteriseras av plastiska deformationszoner i NV- till O-V-lig riktning. Dessa zoner bildar ett sammanflätat nätmönster kring tektoniska linser som bedöms vara mindre påverkade av plastisk deformation. Sprickzonerna i delområdet uppvisar också en dominerande NV- till O-V-lig strykningensriktning.

SKBs typområde Finnsjön, ca 12 km², är beläget nära den södra begränsningen av delområde B i den östra delen av Tierps kommun. Undersökningarna i Finnsjön är av särskilt intresse eftersom de är de enda inom kommunen som kunnat ge detaljerad information om sprickzonernas uppträdande och egenskaper. På grund av detta sammanfattas några viktiga resultat från dessa undersökningar i ett separat avsnitt.

Plastisk deformation

Formlinjer, magnetiska konnektioner och bergartsgränser stryker i regel NV, VNV eller O-V inom ett antal zoner som sträcker sig längs kustområdet i delområde B och har markerats med svart raster i Figur 8-4. De publicerade berggrundskartorna indikerar att formlinjerna representerar en förskiffring som stupar vertikalt eller brant mot söder eller sydväst. Zonerna varierar i bredd från några hundratals meter upp till flera kilometer och kan följas över flera tiotals kilometer i ett sammanflätat nätverk.

Tydliga exempel på de aktuella zonerna kan följas från norr om Gimo via Finnsjön mot Skärplinge och från Östhammar via Forsmark till Skärplinge. Zonernas fortsättning väster om Skärplinge, se Figur 8-4, är däremot något osäker beroende på att information från fältmätningar av planstrukturer saknas, jfr Figur 8-1. Österut fortsätter zonerna ut ur undersökningsområdet till Singö i norr och Herräng i söder. Sammantaget brukar detta system av skjuvzoner benämnas *Singö-skjuvzonen* (se också Bergman m fl, 1996, 1998).

En annan viktig zon kan följas längs kusten öster om Skutskär mot Fågelsundet och Killskär där den löper samman med en bred lågmagnetisk zon under havet i den norra delen av Öregrundsgrepen, se grövre raster i Figur 8-4. Längre mot sydost kan zonen åter studeras på nordligaste delen av Gräsö och på Örskär. Den har tidigare benämnts *Örskärzonen* (Bergman m fl, 1998). En zon i NV-lig riktning från norr om Forsmarks kärnkraftverk till Killskär förbinder systemet av zoner väster om Singö i söder med Örskärzonen i norr, se Figur 8-4. Slutligen framträder längst i norr under havet en bred lågmagnetisk zon med O-V-lig riktning vilken här benämns *Gävlebuktenzonen*.

Singö-skjuvzonen har tolkats som en plastisk skjuvzon (Talbot och Sokoutis, 1988, 1995), vilken varit aktiv på relativt djupa nivåer i jordskorpan. Fältundersökningar öster om Östhammar (Talbot och Sokoutis, 1988, 1995) och omkring Forsmarks kärnkraftverk (Bergman m fl, 1996, 1998) har påvisat flera tunna zoner med starkt plastiskt deformerade bergarter som stryker NV till VNV inom denna zon. Berggrunden söder om enskilda plastiska zoner har rört sig uppåt och åt väster i förhållande till berggrunden på den norra sidan. Fältkontroll av ett fåtal hållar mellan Marma och Skärplinge, öster om Skutskär, vid Fågelsundet och nära Killskär bekräftar den kraftiga plastiska deformationen i den västra försättningen av Singö-skjuvzonen, se Figur 8-7a, och i Örskärzonen, se Figur 8-7b och c. Vid Killskär är det uppenbart att berggrunden söder om Örskärzonen har rört sig mot väster i förhållande till berggrunden på den norra sidan, se Figur 8-7c.

I de tektoniska linserna mellan de plastiska deformationszonerna uppvisar strukturindikatorer som formlinjer, magnetiska konnektioner och bergartsgränser helt andra strykningsriktningar. I linserna förekommer dessutom yngre graniter och till dessa associerade bergarter.

I linserna mellan Finnsjön och kusten visar strukturindikatorerna ett veckmönster med axialplan som stryker O-V till NV. I den stora linsen öster om Finnsjön har veckstrukturen en Z-liknande form, vilket indikerar att även här har berggrunden söder om enskilda plastiska zoner rört sig åt väster relativt berggrunden norr om respektive zon, jfr ovan. Ett tydligt veckmönster framträder också på den stora halvön mellan Lövstabukten och Öregrundsgrepen i den östra delen av en annan tektonisk lins. Veckningen uppvisar ett axialplan orienterat VNV, en våglängd upp emot 3 km och en amplitud på 2-3 km. Ett fåtal observationer av förskiffringens orientering i detta område (Wahlqvist, 1868a, 1868b; Svenonius, 1887; Sund, 1957; opublicerade data SGU) indikerar att både bergartsgränser och förskiffring har veckats. Magnetiska konnektioner i Öregrundsgrepen och särskilt längre norrut i linsen mellan Örskär- och Gävlebuktenzonerna visar ett liknande veckmönster. I linserna söder och väster om Östhammar samt på Gräsö stryker däremot formlinjer konstant ONO- till NO-ligt och svänger medurs in i de begränsande, NV- till VNV-liga, plastiska deformationszonerna (se också Bergman m fl, 1996).

Begränsade fältkontroller har bekräftat att berggrunden åtminstone i några av de tektoniska linserna är mindre påverkade av plastisk deformation, se Figur 8d, och att veckning av förskiffring, gnejsighet och bandning i berggrunden är en vanligt förekommande företeelse, se Figur 8-7e.

Spröd deformation

Delområde B domineras av lineament i NV till O-V-lig riktning, se röda linjer i Figur 8-4. Avstånden mellan lineamenten är upp till ca 3-5 km och de kan följas i åtskilliga tiotals kilometer. Exempel på sådana lineament sträcker sig från norr om Gimo till Finnsjön, från norr om Östhammar till Forsmark, Karlholmsbruk och Älvkarleby (benämnd Forsmark-Granfjärden-linjen av Svedmark, 1887 och Stephansson och Carlsson, 1976), längs kusten



a) Brantstående plastisk skjuvzon i metagranitoid. Skjuvzonen stryker O-V och är minst 1 m bred. Den plastiska deformationen ökar markant från söder (till vänster i bilden) mot norr (till höger), (ca 9 km öster om Marma, RAK 6707138-1598507).



b) Plastisk skjuvzon i ådrad metagranitoid. Skjuvzonen stryker VNV och stupar brant mot norr. Metagranitoiden har omvandlats längs zonen till en mycket finkornig, s k mylonit (Fågelsundet, RAK 6722304-1616454).



c) Plastisk skjuvzon i metagranitoid (mörk bergart på bilden) och pegmatit (ljus bergart på bilden). Skjuvzonen stryker VNV och stupar brant mot söder. Deformationen i pegmatiten tyder på att berggrunden på den södra sidan av denna zon (till vänster i bilden) har rört sig mot väster i förhållande till berggrunden på den norra sidan (till höger i bilden), (Killskär, RAK 6718691-1621123).

Figur 8-7 a-c. Exempel på plastiska strukturer inom delområde B.



d) Homogen metagranodiorit med måttlig plastisk deformation (vägen norr om Finnsjön i den tektoniska linsen mellan Finnsjön och Forsmark, RAK 6696813-1614252).



e) Veckade ådror av pegmatit i grå metagranitoid. Veckstrukturen är klippt av en yngre pegmatitgång (övre delen av bilden), (vägen mellan Älvkarleby och Gårdskär i den tektoniska linsen omkring Lövstabukten, RAK 6721256-1593062).

Figur 8-7 d-e. Exempel på plastiska strukturer inom delområde B.

från Öregrund till nordost om Forsmarks kärnkraftverk (benämnd Öregrund-Singö-linjen av Svedmark, 1887 och av Stephansson och Carlsson, 1976; Singö-förkastningen av Carlsson och Christiansson, 1987) samt längs kusten vid Skutskär. Den senare delar sig öster om Långsand i en nordlig gren som fortsätter österut under Gävlebukten och en sydlig gren som sträcker sig i VNV-lig riktning mot Killskär, över Öregrundsgrepen till sundet mellan Gräsö och Örskär.

Även lineament med NNV- till NNO-lig strykningsriktning förekommer inom hela delområdet. De har huvudsakligen ett större inbördes avstånd, ca 10-15 km (jämför ovan). Lineament med riktning NO till ONO förekommer också. Lineamentet med NNO-lig strykning ca 6 km väster om Forsmark är en nordlig fortsättning på Vättholma-Österbybruk-förkastningen i delområde A. Dessutom är lineamenten med strykning i NNV och N-S, som sträcker sig från öster om Skärplinge till sydväst om Hästskär samt mot Karlholmsbruk, nordliga fortsättningar av Strömaren- respektive Tierp-förkastningen. Många lineament som stryker i NNV- till NNO- samt NO- till NNO-lig riktning skär tvärs över de tektoniska linserna som avgränsas av plastiska skjuvzoner.

Störningar i det subkambriska peneplanet (Lidmar-Bergström, 1994) har skett längs lineamenten norr om Gimo mot Finnsjön, vid Forsmark, väster och norr om Gräsö, mellan Skärplinge och sydväst om Hästskär, mellan Skärplinge och Marma, och nordväst om Älvkarleby. Dessa störningar gör det möjligt att avgöra de relativa rörelserna längs lineamenten, se Figur 8-4. Berggrunden i delområdet B har rört sig nedåt i förhållande till berggrunden i delområde A och berggrundsblocken väster om åtminstone några NNV- till NNO-liga lineamenten har rört sig nedåt i förhållande till blocken öster därom. Den senare liknar rörelserna tolkade ifrån några NNV- till NNO-liga förkastningar i delområde A.

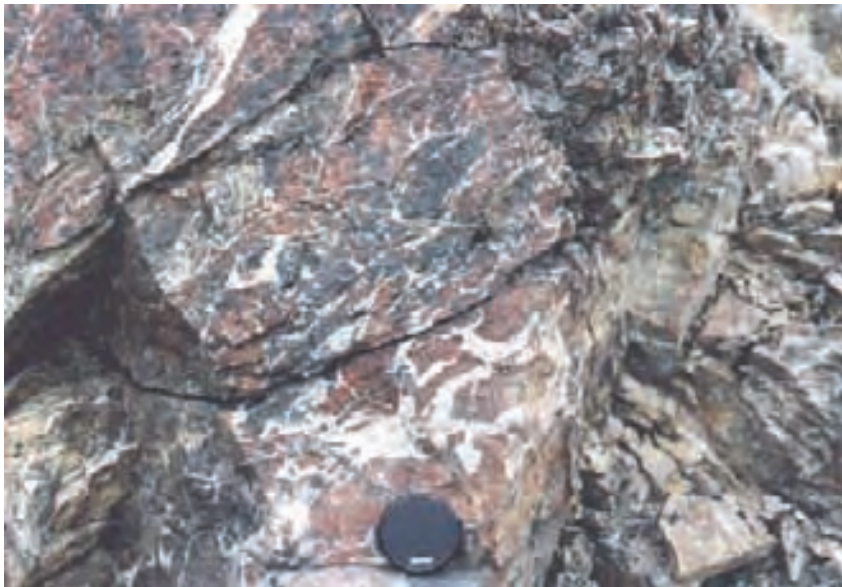
Singö-förkastningen är en väldokumenterad regional förkastningszon som korsas av tre kylvattentunnlar för Forsmarks kärnkraftverk och två nedfartstunnlar till SFR (Carlsson och Olsson, 1977; Carlsson och Christiansson, 1987). I en av kylvattentunnlarna består zonen av ca 200 m krossbreccia med talrika kvarts- och kalcitådror. Flera lerfyllda sprickor med en största bredd av 50 cm finns inne i breccian. Det dominerande lermineralet är illit. Kraftigt deformerade bergarter (krossbreccia och mylonit) har observerats längs ett fåtal andra lineament, se Figur 8-4 och 8-8.

På samma sätt som inom delområde A bekräftar störningar i det subkambriska peneplanet och förekomst av kraftigt deformerade bergarter att åtminstone flertalet lineament är förkastningar av regional karaktär. Eftersom lineamenten orienterade NV till VNV följer förskiffringen i den plastiska Singö-skjuvzonen som beskrivits ovan, kvarstår dock en viss osäkerhet huruvida bildningen av myloniter i den östra delen av delområdet skall kopplas till förkastningar eller till den äldre plastiska deformationen.

De olika systemen av spröda deformationszoner avgränsar berggrundsblock som är upp till flera tiotals km² stora, ofta med en betydande längdutsträckning i riktning NV till O-V. I vissa områden är emellertid koncentrationen av de regionalt betydande sprickzonerna avsevärt högre och berggrundsblocken är relativt små, oftast mindre än 10 km². Exempel på sådana områden är omkring Skärplinge, ett begränsat område mellan Forsmark och Finnsjön, och i Öregrundsgrepen. En högre frekvens av sprickor och kortare sprickzoner än de som har dokumenterats i denna studie kan också förutses i dessa områden. Sammanfattningsvis bör särskild hänsyn tas till dessa faktorer om vidare undersökningar skulle bli aktuella.



a) Kvartsläkt krossbreccia i en röd granit. Breccian förekommer nära en tolkad regional sprickzon som stryker O-V längs kusten vid Skutskär (Långsand, RAK 6727250-1596213).



b) Kvartsläkt krossbreccia och kraftigt uppsprucken berggrund nära en tolkad regional sprickzon. Denna zon stryker i nordvästlig riktning genom den centrala delen av Gräsö (Gräsö, RAK 6704000-1642925).

Figur 8-8. Exempel på spröda strukturer längs regionala sprickzoner.

SKBs typområde Finnsjön

Större delen av typområdet Finnsjön ligger inom en tektonisk lins inom vilken bergarterna är relativt opåverkade av den kraftiga plastiska deformation som vanligtvis är relaterad till Singö-skjvzonen. Inom den västra delen av typområdet har dock en stark förskiffring i riktning NV konstaterats, vilket tolkas som en indikation på att detta område utgör en mer deformerad del av zonen, d v s faller utanför den tektoniska linsen.

Detaljerade geologiska, geofysiska, hydrogeologiska och bergtekniska undersökningar, inkluderande ytundersökningar och 11 st kärnbrorhåll till ett maximalt djup av 691 m, har genomförts sedan 1977. Huvuddelen av undersökningarna har koncentrerats till ett ca 6 km² stort berggrundsblock (Finnsjö berggrundsblock) och särskilt till två sprickzoner, den brant stupande Zon 1 (Brändan-sprickzonen) och den flackt stupande Zon 2. Viktiga sammanställningar av resultaten från dessa undersökningar har gjorts av bl a Ekman (1989), Ahlbom och Smellie (1989), Ahlbom och Tirén (1991), Ahlbom m fl (1992), Andersson m fl (1991) och Andersson (1993).

Tidiga undersökningar med hjälp av satellitdata, flygbildsdata och fältundersökningar (Olkiewicz m fl, 1979; Olkiewicz, 1981; Olkiewicz och Arnefors, 1981; Carlsson och Gidlund, 1983) gav en första och preliminär bild av sprickor och sprickzoner inom typområdet. Uppföljningsarbeten av sprickor och sprickzoner inom det s k "Fracture Zone Project" utfördes av bl a Ahlbom m fl (1986, 1987), Ahlbom och Tirén (1989, 1991), Tirén (1989) och Munier och Tirén (1989). Inom typområdet har också studier med reflektionsseismik genomförts, i huvudsak tvärs den flackt stupande Zon 2 (Dahl-Jensen och Lindgren, 1987; Cosma m fl, 1994).

Inom Finnsjö berggrundsblock har totalt 14 sprickzoner av varierande betydelse konstaterats. För 8 av dessa finns borrhållsdata tillgängligt. De 14 zonerna stryker:

- NV och NNV till N-S och är vertikala eller stupar brant åt väster.
- NO och stupar brant åt sydost.
- NNV och stupar flackt åt väster.

De brant stupande zonerna är vanligtvis betydligt mer uthålliga jämfört med de flackt stupande (vanligtvis 1-7 km respektive 1-2 km), men är också betydligt smalare jämfört med de flackt stupande zonerna (vanligtvis 5-50 m respektive 50-100 m). Zon 14, vilken utgör den sydvästra begränsningen av Finnsjö berggrundsblock, är samma zon som en av de mer betydande NV- till VNV-gående zonerna i föreliggande studie (förkastningen som sträcker sig norr om Gimo mot Finnsjön). Zonen är vertikal, 100 m bred och kan följas mer än 50 km i terrängen.

Studier av enskilda sprickor i håll indikerar att dessa ofta har varierande stupning. De brant stupande sprickorna stryker både åt NV och NO, med stupningar åt SV respektive SO. De flackt stupande sprickorna stupar huvudsakligen åt SV. Detta mönster är mycket likt det som konstaterats för de mer betydande regionala sprickzonerna. Frekvensen av sprickor, både i hållar och borrhåll, är relativt hög (ca 3 sprickor/meter).

Sprickorna är vanligtvis läkta med kalcit, laumontit, prehnit, kvarts, klorit, hematit, epidot och goethit (Tullborg och Larson, 1982; Tirén, 1989). Epidot och kalcit är vanligtvis associerade med myloniter och breccierade bergarter, och har bedömts som de äldsta sprickfyllnadsmineralen. En annan generation av kalcit samt klorit och goethit är de yngsta. Sprickor som inte företer några tecken på reaktivering och som saknar sprickfyllnadsmineral är ovanliga.

8.5 Deformationszoner i tid och rum

Den föreliggande dokumentationen av plastiska skjuvzoner samt av yngre sprickzoner och förkastningar ger en möjlighet att uppskatta berggrundens stabilitet i ett längre tidsperspektiv. Inte minst är det viktigt att försöka avgöra graden av reaktivering för att därmed göra en bedömning av framtida rörelser i jordskorpan.

De äldsta deformationszonerna i Tierpsområdet bildades i form av plastiska skjuvzoner för 1850-1800 miljoner år sedan på mer än 10-15 km djup under varma förhållanden, sannolikt över 550 °C. Områden som bedöms innehålla en hög frekvens av sådana plastiska skjuvzoner är upp till flera kilometer breda och kan följas över flera tiotals kilometer. Inom dessa zoner dominerar en starkt förskiffrad och stänglig samt ofta inhomogen berggrund.

I samband med och efter den plastiska deformationen i området höjdes berggrunden och blev då med tiden allt kallare. För ca 1600 miljoner år sedan började deformationen ske under spröda förhållande, d v s bergarterna påverkades av en mekanisk nedbrytning och uppsprickning. Flera av sprickzonerna kan följas flera tiotals kilometer och är upp till ca 200 m breda. De är därmed i allmänhet betydligt smalare än de plastiska zonerna.

I stort sett alla de plastiska skjuvzonerna har reaktiverats en eller flera gånger när berggrunden senare deformerades under spröda förhållanden. Detta är ett viktigt skäl till att dokumentera var i terrängen de gamla, uthålliga deformationszonerna förekommer. Det finns emellertid också många sprickzoner som bildar egna system och övertvåras äldre plastiska skjuvzoner och tektoniska linser, exempelvis de regionala sprickzonerna som stryker N-S och NO i kommunen.

Radiometrisk datering av uranmineral i kvarts-, kalcit- och kloritådror har gett åldrar på ca 1590-1450 miljoner år (Welin, 1964). Det uranbärande mineralet i ådrorna är pechblände som förekommer tillsammans med hematit och olika sulfidmineral. Ådrorna uppträder längs sprickor som breccierar berggrunden i en VNV- till NV-lig sprickzon som passerar ca 2 km sydväst om Forsmark och fortsätter mot sydost till Östhammar, samt nära skärningen av sprickzoner i N-S- och ONO-lig riktning 4 km norr om Gimo. Dateringen tyder på att åtminstone en del av sprickzonerna i delområde B bildades bara en kort tid efter det att berggrunden lyfts upp till relativt ytliga nivåer (mindre än 10-15 km) och började bete sig sprött. Liknande åldrar har erhållits för epidotfyllda ådror i granitiska bergarter öster om Uppsala medan prehnit- och kalcitfyllda ådror ger en yngre ålder av ca 1250-1100 miljoner år (Wickman m fl, 1983).

En förskjutning av det subkambriska peneplanet längs olika förkastningar i undersökningsområdet indikerar att dessa förkastningar troligen har varit aktiva senare än för 545 miljoner år sedan. Studier av kalcitfyllda sprickor inom Singö-förkastningen (Erlström, 1987) tyder på att kalciten kommer från den nu bortroderade kalksten som täckte området för ca 450 miljoner år sedan. Rörelser i zonen efter avsättningen av kalkstenen har också påvisats. Åldersdateringen samt data från Finnsjön rörande sprickfyllnader av enskilda sprickor med olika mineral vid olika temperatur och djup indikerar att rörelser längs åtminstone några sprickzoner förmodligen skett vid flera tillfällen, d v s de har reaktiverats flera gånger under de senaste ca 1600 miljoner åren.

Beträffande de allra yngsta, sen- eller postglaciala, rörelserna i berggrunden kan konstateras att inga säkra sådana har dokumenterats i undersökningsområdet och att området dessutom ligger inom en del av Sverige med låg seismisk aktivitet. Emellertid finns det några blockansamlingar, varav en i närheten av Mehedeby i Tierps kommun, som av vissa

forskare tolkats som orsakade av unga rörelser i berggrunden. Tolkningen är dock omtvistad (se även Kapitel 4.3)

De först förväntade framtida rörelserna av betydelse i berggrunden inom Tierps kommun är de som kan komma att utlösas i samband med avsmältningen av nästa landis, om tidigast flera tiotusentals, möjligtvis 100 000 år. Rörelserna antas då företrädesvis ske längs med äldre förkastningar (Bäckblom och Stanfors, 1989; Stanfors och Ericsson, 1993).

9 Exploateringsintressen

I detta kapitel ges en kortfattad beskrivning av bergbundna naturresurser, som här benämns malm- och nyttostensförekomster, inom Tierps kommun. Sammanställningen bygger på offentliga data från i första hand Sveriges geologiska undersökning och Länsstyrelsen i Uppsala län.

Ett djupförvar bör inte förläggas till en bergart eller inom ett område där mineralutvinning kan tänkas bli aktuell i en framtid eftersom nyttjandet av denna naturresurs då blockeras. Genom att undvika malmpotentiella områden minskar dessutom risken för att människor i samband med framtida mineralprospektering eller mineralutvinning oavsiktligt tränger in i djupförvaret.

9.1 Nyttostensförekomster

Med nyttosten menas en bergart som kan användas i byggnads- eller tillverkningsindustrin. Exempelvis kan en granit brytas och säljas som blocksten, eller den kan sågas och slipas till mindre block och plattor. Den kan även krossas och användas då övervägande som ballastmaterial. Oavsett användningsområde benämns förekomsterna nyttostens- eller naturstensförekomster.

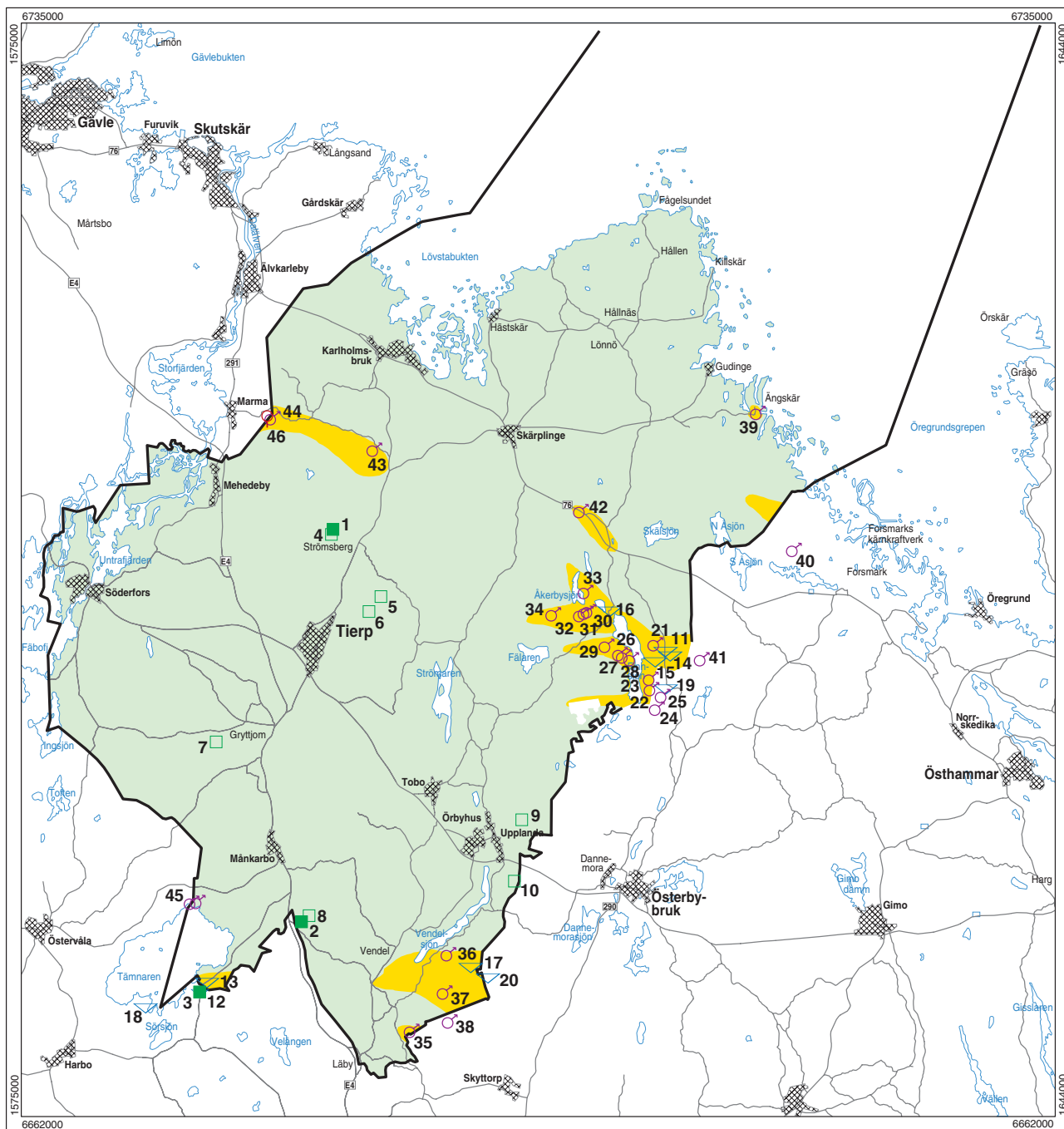
Ballast är fyllnadsmaterial i t ex vägar och tillgång till ballast av hög kvalitet är viktigt i ett modernt samhälle. Därvid har andelen krossberg stadigt ökat i förhållande till t ex naturgrus. I Uppsala län ökade produktionen av krossberg från 10 % till 28 % av den totala ballastproduktionen under perioden 1994-1997 (SGU, 1998b). Resterande 72 % utvinns huvudsakligen ur länets rullstensåsar.

Utöver bergtäkter för produktion av krossberg är kalksten den mest betydelsefulla nyttostensresursen i Tierps kommun.

Produktion av krossberg samt potentiella framtida bergtäkter

I Tierps kommun fanns vid årsskiftet 1998-99 tre relativt små bergtäkter i drift (Länsstyrelsen, 1999) och under 1997 bröts sammanlagt ca 170 000 ton krossberg (SGU, 1998b). Tierps kommun har god tillgång på bergarter och bergområden lämpliga för krossändamål. I en inventering gjord av SGU påvisades sju områden med god kvalitet och tillgänglighet (Länsstyrelsen, 1997) som kan betecknas som potentiella bergtäkter (Figur 9-1 och Tabell 9-2). Bergarten är vanligen en grå granodiorit (Tabell 9-2).

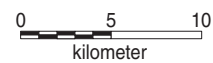
Vägverkets täkt i Mänkarbo är den största med en tillståndsmängd på totalt 2 miljoner ton berg. Brytningen sker i relativt grunda dagbrott (Figur 9-2) och berget krossas och sorteras direkt på platsen. Bergtäkten Nolmyra (nr 3 i Figur 9-1) är belägen i en dolomitisk kalksten (se även under rubriken *kalksten*). Den rosa, relativt rena dolomiten krossas och används för tillverkning av plattor för byggnadsändamål.



- ♂ Jämmalm (äldre gruva, gruvhål)
- ♀ Kismineralisering
- Bergtäkt i drift
- Område lämpligt som bergtäkt
- ▽ Kalkstensförekomst

■ Malmpotentiellt område

Nummer på kartan hänvisar till tabellerna i kapitel 9
 Källa: SGU, Länsstyrelsen, Mirab



Figur 9-1. Malmpotentiella områden i Tierps kommun.



Figur 9-2. Vägverkets bergtäkt för krossberg i Månkarbo.

Tabell 9-1. Bergtäkter för krossändamål inom Tierps kommun. Numreringen hänvisar till kartan i Figur 9-1. Koordinatangivelsen (RAK) motsvarar förekomstens ungefärliga mittpunkt.

Nr	Namn	Koordinater x= y=	Tillståndshavare	Tillståndsmängd ton berg
1	Dokarby	6701200 1595800	Stora Skog AB	530 000
2	Månkarbo	6675000 1593700	Vägverket	2 000 000
3	Nolmyra	6670300 1586900	Swed. Marble Ind.	ej känd

Tabell 9-2. Av SGU undersökta bergförekomster inom Tierps kommun. Numreringen hänvisar till kartan i Figur 9-1. Koordinatangivelsen (RAK) motsvarar förekomstens ungefärliga mittpunkt.

Nr	Namn	Koordinater x= y=	Bergart	Kvalitet	Ungef. yta km ²
4	Källmyran	6600850 1595700	Granodiorit	God	0,4
5	Norrby	6696700 1599000	Granodiorit	God	0,6
6	Tolfta	6695700 1598200	Granodiorit	God	0,5
7	Korsbo	6687000 1588000	Granodiorit	God	0,5
8	Gillberga	6675400 1594200	Granodiorit	God	0,5
9	Gyllby	6681800 1608400	Granodiorit	God	0,5
10	Mariebo	6677700 1607900	Tonalit	God	0,5

Täktverksamheten torde inte störas av ett djupförsvar i dess närhet, eller omvänt, en bergtäkt torde endast marginellt begränsa lokaliseringen av ett djupförsvar.

Kalksten

Karbonatsten, populärt benämnd kalksten, förekommer ofta i anslutning till järnmalmer och består antingen av kalcit eller dolomit. Kalcit (kalkspat) består av kalciumkarbonat och dolomit av kalcium-magnesiumkarbonat. Krossad och malad kalksten av hög kvalitet har ett brett användningsområde t ex vid tillverkning av papper, färg, asfalt, tegel och betong (SGU, 1998a). Kalksten är också det viktigaste utgångsmaterialet för tillverkning av cement. Vidare används stora volymer kalkstensmjöl vid kalkning inom jord- och skogsbruk. Helt rena kalkstenar är dock ovanliga. Vanliga föroreningar är skarnmineral, kvarts och sulfidmineral.

Kända kalkstensförekomster inom Tierps kommun samt strax utanför kommungränsen framgår av tabell 9-3. Uppgifterna är hämtade ur SGU (1989) Stålhös (1991) och Lindroos (1996).

Tabell 9-3. Kalkstenar inom Tierps kommun samt nära kommungränsen. Numrering hänvisar till kartan i Figur 9-1. Koordinatangivelsen (RAK) motsvarar förekomstens ungefärliga mittpunkt.

No.	Namn	Koordinater		Måktighet Bredd (m)	Brytning	Anm.
		x=	y=			
11	Finnsjön	6693100	1618000	10	Ingen	
12	Gråmyren (*)	6670300	1586930	20	Ja	Uppsala kommun
13	Lockelsbo- maden	6671000	1587400	3	Ingen	
14	Knappens	6692800	1618300	Ej känd	Ingen	
15	Källviken	6692400	1617300	Ej känd	Ingen	
16	Kastudden	6695800	1614300	3	Ja	
17	Namnlös	6672000	1605000	Ej känd	Ingen	
18	Harbonäs	6669300	1583300	Ej känd	Ingen	Heby kommun
19	Gräsbo	6690600	1618000	40	Ja	Östhammars kommun
20	Gökom	6671300	1606150	10	Ja	Östhammars kommun

(*) Även registrerad som en bergtäkt för krossberg med namnet Nolmyra.

Grå till gråvit, ofta vackert bandad kalcitkalksten är en relativt vanlig bergart i hela Uppland. Den uppträder ofta i långsmala stråk tillsammans med järnmalm och skarnbergarter. Dolomit med brunskiftande till rosa färg är mindre vanlig, men en relativt ren sådan förekommer vid Gråmyren (nr 12 i Figur 9-1) nära gränsen mot Uppsala kommun. Dolomiten bryts här som nyttosten i en täkt benämnd Nolmyra (nr 3 i Figur 9-1). Strax norr om denna kalksten finns ett smalare kalkstråk vid Lockelsbomaden (nr 13 i Figur 9-1). Övriga kalkstensförekomster inom kommunen är såvitt känt relativt små och dessutom genomgående orena. I äldre tid har vissa nyttjats som slaggbildare vid järnframställningen eller så har de använts inom jordbruket i jordförbättrande syfte.

Sammanfattningsvis förekommer det idag en relativt begränsad brytning av kalksten inom kommunen. Dolomitförekomsten Gråmyren nära kommungränsen är liten i ett riksperspektiv och brytningen sker i ett litet dagbrott. Mot denna bakgrund är kommunens potential av högkvalitativ kalksten ringa. På senare tid har dock nyfynd av ren kalksten gjorts i Älvkarleby kommun (SGU, 1994, 1995). Man kan därför inte helt utesluta att riktade prospekteringsinsatser liknande de som genomförts i Älvkarleby kunde uppdaga nya fynd även i Tierps kommun.

Vid gränsdragningen av malmpotentiella områden, se Figur 9-1, har hänsyn tagits både till potentialen av järnmalm och kalksten samt därutöver till sulfidmineral innehållande koppar, zink och bly (se Kapitel 9.2).

9.2 Malmförekomster

Definitionsmässigt är malm ett ekonomiskt begrepp och avser en fyndighet som kan exploateras med vinst. Bergbundna naturresurser som idag är oekonomiska kan därför bli ekonomiska, d v s malm, i framtiden. Detta avgörs av faktorer såsom metallpriser samt brytnings-, anriknings- och miljövårdskostnader.

I dagligt tal avses dock med malm, t ex järnmalm eller kopparmalm, en större koncentration av en eller flera metaller, oavsett fyndighetens ekonomiska värde. I den följande beskrivningen används begreppet på detta sätt.

Geologiska förutsättningar

De flesta malmerna i Bergslagens malmprovins uppträder i bergarter av vulkaniskt ursprung (Antal m fl, 1998) och innehåller malmer med metallerna järn, koppar, bly, zink, silver och guld. Ytberggrunden och malmerna har efter bildandet för ca 1900-1700 miljoner år sedan genomgått flera geologiska processer, främst bergskedjeveckning och metamorf omvandling, och i ett långt senare skede en kraftig nederodering. Det vi ser idag är "rötterna" av denna bergskedjebildning och malmerna har oftast formen av långsmala, brantstående horisonter eller linsformiga kroppar.

Malmförekomsterna i Tierps kommun inskränker sig till järnmalmer, där malmineralet är magnetit, en järnoxid. Järnmalmerna uppträder genomgående i områden med ytbergarter och de flesta är så kallade skarnjärnmalmer där magnetitmalm, skarnbergarter samt i många fall även karbonatstenar (kalkstenar) ingår.

I Uppland har gruvbrytning och järnhantering en lång historia bakom sig och har varit en viktig faktor i regionens industriella utveckling. Den största fyndigheten, järnmalmen i Dannemora, bröts i det närmaste kontinuerligt i 500 år fram till nedläggningen 1992. Inom Tierps kommun är dock järnmalmerna små och den äldre gruvbrytningen har skett i en relativt liten skala.

Kända fyndigheter och malmfält

Ett område med flera närliggande malmförekomster av samma typ brukar benämnas malmfält och området kring Håkansbo järngruvor i Tierps kommun har beskrivits som ett sådant (Magnusson och Geijer, 1944). Malmfältet kan dock utsträckas till att omfatta alla järnmalmer kring Finnsjön och Åkerbysjön (Figur 9-1) med trolig fortsättning i sydostlig riktning mot Vigelsbofältet i Östhammars kommun (Lindroos, 1996).

Kommunens tre sannolikt största järnmalmsförekomster, som dock är små i ett nationellt perspektiv, är alla belägna i Finnsjöområdet. De utgörs av magnetitmalmer, s k svartmalmer, tillsammans med skarn och karbonatstenar och beskrivs nedan (från Stålhös, 1991).

Håkansbo gruvor (nr 21 i Figur 9-1), öster om Finnsjön, bröts på magnetitmalm under första världskriget men fyndigheten var känd redan på 1770-talet. Järnmalmen utgörs av en brantstående nordvästlig zon som är ca 40 meter bred och den kan följas minst 250 m i strykningsriktningen. Den innehåller föroreningar av skarn samt något svavelkis och magnetkis. I zonen finns flera gruvhål varav ett större, ca 60 m djupt. Det finns inga uppgifter om mängden bruten malm, med den har sannolikt varit liten eftersom de flesta av gruvhålen är grunda.

Tabell 9-4 Järnmalmsförekomster inom Tierps kommun samt nära kommungränsen. Numrering hänvisar till kartan i Figur 9-1. Koordinatangivelsen (RAK) motsvarar förekomstens ungefärliga mittpunkt.

No.	Namn	Koordinater		Relativ storlek	Brytning
		x=	y=		
21	Håkansbo	6693500	1617250	Malmbredd=40 m	Djupaste schakt=60 m
22	Bystadgr.	6690500	1617000	Malmbredd liten	Tre mindre gruvor
23	Bystaden	6691200	1616950	Malmbredd liten	Mindre skärpning
24	Bredåsgr.	6689200	1617350	Malmbredd <10 m	Fyra mindre schakt
25	Kulgruvan	6690050	1617750	Malmbredd liten	Tre små gruvhål
26	Rumbogr.	6692850	1614900	Malmbredd 1-10 m	Åtta gruvhål; ett större
27	Skeppsviken 1	6692700	1615150	Malmbredd liten	Ingen uppgift
28	Skeppsviken 2	6692500	1615650	Malmbredd liten	Ingen uppgift
29	Olov-Jönstorp	6693400	1614000	Malmbredd liten	Mindre skärpning
30	Björnängsgr.	6695700	1612800	Ingen uppgift	Ingen uppgift
31	Torpgruvan	6695600	1612600	Malmbredd liten	Ett mindre gruvhål
32	Gustavsogr.	6695450	1612300	Malmbredd liten	Ett gruvhål
33	Åkerbygr.	6697000	1612600	Malmbredd <10 m	Ett gruvhål
34	Knaperhällsgr.	6695500	1610450	Ingen uppgift	Ett mindre gruvhål
35	Uvlunge gr.	6667700	1601000	Ingen uppgift	Två skärpningar
36	Romstarbo	6672800	1603450	Ingen uppgift	Ingen uppgift
37	Nybol	6670250	1603200	Ingen uppgift	Två mindre skärpningar
38	Markgruvan	6668320	1603530	Ingen uppgift	Ingen uppgift
39	Ängskär	6708950	1624100	Malmbredd liten	Ingen uppgift
40	Björnbo	6699800	1626500	Malmbredd liten	Två gruvhål
41	Skålbo	6692500	1620350	Malmbredd liten	En skärpning
42	Sillbogr.	6702400	1612300	Ingen uppgift	En skärpning
43	Vallagruvan	6706500	1598500	Ingen uppgift	En skärpning
44	Karlsäter	6708600	1591700	Ingen uppgift	Ingen uppgift
45	Iggelbo	6676280	1586515	Ingen uppgift	Två mindre skärpningar

Rumbo gruvor (även benämnda Randersbo gruvor) är belägna väster om Finnsjön (nr 26 i Figur 9-1) i ett VNV-ligt stråk som kan följas ca 1000 m. Med järnmalmen förekommer kalksten och skarn och den innehåller även sulfidmineral. Av sammanlagt åtta gruvhål är ett något större. En liten skärpning ca 1 km åt VNV, öster om Olov-Jönstorp (nr 29 i Figur 9-1), utgör möjligen en fortsättning av detta gruvstråk.

Åkerbygruvan vid Åkerbysjöns sydspets (nr 33 i Figur 9-1) är idag ett vattenfyllt hål med sex meters diameter. Järnmalm, kalksten och skarn uppträder i en grå skiktad leptit. Järnmalmen utgörs av finkorning magnetit i amfibolskarn.

Utöver de i Tabell 9-4 redovisade järnmalmsförekomsterna förekommer en mindre sulfidmineralisering som påträffats genom "Mineraljakten" (SGU, 1995). Fyndet, som är beläget ca 5 km nordost om Mehedeby, är inmutat under beteckningen Nysäter (nr 46 i Figur 9-1). Enligt uppgift består mineraliseringen där av sulfidmineral innehållande koppar och zink samt därtill något guld. Såvitt känt är mineraliseringen liten och sannolikt ej av ekonomiskt värde.

Malmpotentiella områden i Tierps kommun

Med malmpotentiellt område menas ett område i berggrunden som har de geologiska förutsättningarna för att olika typer av malm kan förekomma. Inom sådana områden kan exploatering av kända malmer och prospektering (malmlätning) för att hitta nya fyndigheter förväntas i framtiden.

Det finns idag inget intresse för brytning av järnmalm av den typ som förekommer inom kommunen. Däremot kan det finnas andra metaller eller mineral i anslutning till järnmalmsstråken som kan bli prospekteringsintressanta på längre sikt. En nyligen påbörjad prospektering i det närliggande Vigelsbofältet i Östhammars kommun understryker att "gamla" malmfält återigen kan bli intressanta. Det anslutande Håkansbofältet i Tierps kommun runt Finnsjön bedöms i denna utredning ha en liknande och möjlig potential för koppar och zink. Det är i första hand denna del av kommunen där en framtida prospektering kan leda till nya malmfynd.

Mot denna bakgrund bedöms följande områden inom kommunen ha en malmpotential och därmed potential för framtida gruvbrytning, se Figur 9-1:

Området Finnsjön-Åkerbysjön där zink och koppar kan uppträda i anslutning till järnmalmen. Därtill kan någon av de kända kalkstenarna även hysa industrimineral av typen wollastonit (ett fiberlikt mineral med stort användningsområde) som är fallet i Älvkarleby (SGU, 1994, 1995) och inte minst i Heby kommun där fyndigheten Banmossen räknas som en av Europas största (Tricorona, 1997). Man bör även beakta att tidigare undersökningar varit ytliga och att man inte kan utesluta att järnmalmsfälten kan hysa sulfidmalmer på större djup eller innehålla t ex guld som i Dannemora (Lindroos, 1996).

Området söder och sydost om Vendeln i kommunens sydligaste del där ett öst-västligt stråk kan följas med fortsättning in i Östhammars kommun. Kalkstenar och järnmalmer är här av malmgeologiskt intresse. En kalkstensförekomst, Gråmyren nära kommungränsen öster om Tämnaren (nr 12 i Figur 9-1), är av god kvalitet, och den bryts idag som nyttosten i brottet Nolmyra. Vid Gökom (nr 20 i Figur 9-1) strax utanför kommungränsen bröts kalksten under 1700- och 1800-talet (Lindroos, 1996). Mera intressant är kanske att denna dolomitiska kalksten även innehåller mineralen wollastonit och granat som i ren form och i tillräcklig mängd är efterfrågade industrimineral.

Området Karlsäter-Valla nordost om Mehedeby kan med viss tvekan betecknas som malmpotentiellt. Det är fråga om små järnmalmer med skarn som kan hysa sulfidmineraliseringar med koppar och zink och därtill, som i fallet Nysäter (nr 46 i Figur 9-1) även guld.

Utöver ovan nämnda områden finns, främst i anslutning till isolerade fyndigheter, några små områden som bedömts ha en viss malmpotential men där bedömningen är mindre säker:

Ett mera utbrett järnmalmsstråk från Forsmark i Östhammars kommun inkluderade Björnbo gruvor (nr 40 i Figur 9-1) sträcker sig sannolikt en bit in i Tierps kommun. Men gränsdragningen är här osäker (se även Lindroos, 1996).

Järnmalmskärningen vid Ängskär (nr 39) uppträder i kontakten mellan en finkornig vulkanisk bergart ("hällefinta") och en djupgrönsten (Sund, 1957). Järnmalmszonen kan möjligen ha en något större utsträckning än vad som är känt idag och ett mindre område kring fyndigheten har därför markerats som malmpotentiellt.

Den obetydliga järnmalm vid Sillbo (nr 42) uppträder i ett smalt, mot sydost gående magnetiskt stråk (SGU, 1998d). Detta kan tolkas som ett mera järnrikt (magnetitrikt) stråk, men det är osäkert om någon större koncentration av järnmalm verkligen förekommer. Zonen från Sillbo mot Lövestabruk har likväl markerats som malmpotentiell på kartan, men underlaget är bristfälligt och bedömningen måste betraktas som osäker. Enligt äldre uppgifter var gruvbrytningen vid Sillbo småskalig och kortvarig (Wahlqvist, 1868). Längre mot sydost i Östhammars kommun förekommer en liten järnmalm (nr 38 i Figur 9-1) som möjligen kan tillhöra samma "stråk" men återigen är bedömningen osäker.

Sammanfattningsvis kan konstateras att de områden som bedöms malmpotentiella endast utgör en liten del av Tierps kommun. Här bör dock påpekas att de geologiska förhållandena i kustbandet och ute till havs är mindre väl undersökta. Det bedöms emellertid som osannolikt att kommunens kust- och havsområden skulle bli föremål för prospekteringsinsatser i framtiden. Mot detta talar bland annat miljöaspekter och det faktum att huvudparten av dessa områden är skyddade i lag.

10 Geologiska förutsättningar för lokalisering av ett djupförvar

Målet med föreliggande utredning var att bedöma de geologiska förutsättningarna för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle till Tierps kommun. I det följande diskuteras först vilka faktorer som är betydelsefulla för denna bedömning. Därefter beskrivs de generella geologiska förutsättningarna i kommunen och redovisas de områden som bedöms som vara av intresse för fortsatta studier. Slutligen görs en jämförelse med resultaten från en mer översiktlig studie av Uppsala län och med motsvarande förstudie av Östhammars kommun.

10.1 Viktiga faktorer

De lokaliseringsfaktorer som studerats är främst berggrundens sammansättning och homogenitet, regionala deformationszoner, berggrundens malmpotential, samt jordlagrens mäktighet och sammansättning. Även faktorer som radonhalten i berggrunden och förekomst av jordskalv har berörts. Andra viktiga geologiska faktorer som tas upp i en särskild utredning är grundvattenkemi och grundvattnets rörelser.

Det är en fördel om berggrunden är homogen eftersom detta underlättar tolkningen av undersökningsresultat både från ytundersökningar och borrhål. En stor andel inhomogeniteter i form av t ex gångar eller inneslutningar kan även leda till en ökad vattenföring och ogynnsamma bergtekniska förhållanden. Stora gynnsamma områden är att föredra eftersom det ger ökad flexibilitet i den fortsatta lokaliseringsprocessen. Radiumhalten i berggrunden är viktig eftersom den kommer att avgöra radonavgången i en underjordsanläggning och påverka behovet av ventilation både under byggnation och drift. Den långsiktiga säkerheten i ett djupförvar påverkas dock inte.

Deformationszoner förekommer i olika skalor och med varierande egenskaper. I ett djupförvar bör breda, uthålliga och starkt deformerade zoner undvikas. Mellan olika förvarsdelar kan mindre zoner accepteras men kommer då att påverka utformning och utrymmesbehov. Däremot påverkar det inte den långsiktiga säkerheten om tunneln från ovanjordsanläggningen ned till djupförvaret går igenom en kraftig deformationszon.

Ett djupförvar bör inte lokaliseras till ett område med malmpotentiell berggrund eftersom nyttjandet av denna naturresurs då blockeras. I ett långsiktigt perspektiv föreligger dessutom risk för oavsiktligt intrång eller annan påverkan.

Jordlagrens mäktighet och sammansättning är av mindre betydelse för den långsiktiga säkerheten, men påverkar förutsättningarna för att genomföra nödvändiga undersökningar inför anläggningen av djupförvaret. Hög blottningsgrad underlättar sådana undersökningar medan mäktiga och komplexa jordlager är en försvårande omständighet. Havstäckta områden är därför, i detta avseende, svårare att undersöka än områden på fastlandet.

10.2 Allmänna geologiska förutsättningar

Jordarter

Den dominerande jordarten inom Tierps kommun, sandig-moig morän, förväntas i sig inte medföra några särskilda problem vid undersöknings- och anläggningsarbeten. Jorddjupen är måttliga, i genomsnitt knappt 10 m, men variationerna är betydande och från brunnborrningar har i några fall rapporterats djup över 20 m. Större mäktigheter kan förväntas främst inom dalgångar och i rullstensåsar (Uppsalaåsen och dess blåsar).

Däremot finns stora områden i kommunen där andelen kalt berg är mycket låg. Det gäller framför allt kommunens nordvästra och södra delar och är en försvårande faktor om vidare geologiska undersökningar skulle bli aktuella. Dessutom medför den låga blottningsgraden att den information som kan erhållas från mer översiktliga studier är mindre tillförlitlig i dessa områden. Jorddjupen är sannolikt också något större än genomsnittet i kommunen.

I de fall jordarterna är eller kan förväntas bli föremål för exploatering (t ex grus- eller vattentäkt i rullstensåsarna) bedöms inte ett djupförvar påverka eller påverkas av sådana aktiviteter. Anläggningarna ovan jord bör dock lokaliseras på sådant sätt att nyttjandet av naturresurserna inte blockeras.

Bergarter inklusive exploateringsintressen

Berggrunden i Tierps kommun domineras av omvandlade metagranitoider, och yngre, mer välbevarade graniter. På Hållnåshalvön finns ett betydande inslag av migmatit och ådergnejs. Därutöver förekommer, framför allt i kommunens östra och södra delar, inslag av olika ytbergarter och basiska djupbergarter. De i kommunen dominerande djupbergarterna är generellt sett gynnsamma ur förvarssynpunkt.

Information från flygmätningarna visar markant förhöjda radiumhalter i ett område med yngre granit sydost om Tierp samt måttligt förhöjda halter, som dock lokalt kan vara höga, i området runt Lövstabukten. En måttlig förhöjning finns också i området nordväst om Söderfors. Områdena är ofta hållfattiga, vilket innebär att uppmätta halter i stor utsträckning representerar moränen och berggrundens radiuminnehåll kan vara högre. Mätningar på hållar visar höga radiumhalter i den yngre graniten sydost om Tierp men höga halter har också rapporterats från hedesundagraniten. Malmpotentiella områden utgör endast en liten del av kommunens berggrund. De viktigaste är området Finnsjön-Åkerbysjön, området söder och sydost om Vendeln samt ett område Karlsäter-Valla nordost om Mehedeby.

Deformationszoner (plastiska skjuvzoner, sprickzoner och förkastningar)

De flesta av bergarterna inom Tierps kommun har påverkats av plastisk deformation tillhörande den äldsta deformationsfasen i området. Av de dominerande bergarterna är metagranitoid den mest påverkade. Betydligt mindre eller inte alls påverkade är de yngre graniterna, däribland hedesundagraniten. Ett av de mest betydande systemen av plastiska deformationszoner i Sverige, Singö-skjuvzonen, löper i VNV-lig riktning genom den norra delen av kommunen. Skjuvzonerna avgränsar tektoniska linser som är betydligt mindre påverkade av plastisk deformation.

Yngre förkastningar och sprickzoner följer ibland äldre plastiska zoner (s k reaktivering) men uppträder också i helt andra riktningar jämfört med de äldre. Spröda regionala deformationszoner förekommer i normal omfattning och avgränsar berggrundsblock som

till ytan ofta är flera tiotals km² stora. Det finns därmed goda möjligheter att förlägga ett djupförvar till en bergvolym mellan de uthålliga sprickzonerna. Inom dessa bergvolymen förekommer mindre sprickzoner. Detaljerade undersökningar krävs för att utreda karaktären på dessa zoner liksom hur tätt de förekommer. Sådana undersökningar ligger dock utanför förstudiens ram.

Sen- eller postglaciala förkastningar och seismicitet

Några säkra tecken på sen- eller postglaciala förkastningar har inte rapporterats från kommunen. Kraftiga veckningar och andra störningar i den glaciala leran har observerats i samband med jordartskartering men dessa har tolkats som sättningar och glidningar i samband med avsättningen av leran eller när landet höjde sig ur havet. Blockansamlingen Mehedeby gryt har dock av vissa forskare tolkats som en möjlig effekt av sen- eller postglaciala rörelser i berggrunden.

Om fortsatta undersökningar blir aktuella i Tierps kommun bör alla tecken på unga rörelser i berggrunden nogta beaktas. Kommunen ligger dock i ett seismiskt stabilt område.

Berggrundens långsiktiga stabilitet

Den fennoskandiska skölden är mycket stabil och de rörelser som gett upphov till de regionala deformationszoner som beskrivs i föreliggande rapport är mycket gamla. Det finns ingen anledning att anta att några framtida rörelser av denna dignitet skall ske under den tid, ca 100 000 år, som behöver beaktas för ett djupförvar.

De först förväntade rörelserna i berggrunden är i stället de som kan komma att utlösas i samband med avsmältningen av en framtida inlandsis, om tidigast flera tiotusentals år, möjligen om 100 000 år. Rörelserna antas då företrädesvis ske utefter äldre sprickzoner. Sådana zoner bedöms dock kunna undvikas vid lokaliseringen av djupförvaret.

10.3 Områden av intresse för fortsatta studier

Med ett område av intresse för fortsatta studier avses ett område där det, utifrån de geologiska faktorer som studerats, bedöms möjligt att identifiera en bergvolym med de egenskaper och den storlek som behövs för att lokalisera ett djupförvar för använt kärnbränsle.

Sådana områden har i denna utredning definierats utifrån ett översiktligt och delvis ofullständigt underlag. Det krävs därför stegvis mer detaljerade undersökningar för att med säkerhet avgöra om ett område är geologiskt lämpligt för ett djupförvar. Mer detaljerade undersökningar kan i vissa fall komma att påvisa ogynnsamma förhållanden i områden som här bedömts vara av intresse för fortsatta studier. Omvänt skulle detaljerade undersökningar kunna identifiera gynnsamma förhållanden i delar av kommunen som inte bedömts vara primärt intressanta.

Resultatet av den utförda undersökningen visar inom vilka områden det i första hand bedöms meningsfullt att bedriva mer detaljerade undersökningar.

Betydande delar av Tierps kommun bedöms vara av intresse för fortsatta undersökningar, se Figur 10-1. Vissa områden har dock bedömts vara mindre intressanta eftersom de omfattar

- Inhomogen berggrund (jfr Figur 6-1).
- Regionala plastiska skjuvzoner (jfr Figur 8-4) eller
- Malmpotentiell berggrund (jfr Figur 9-1).

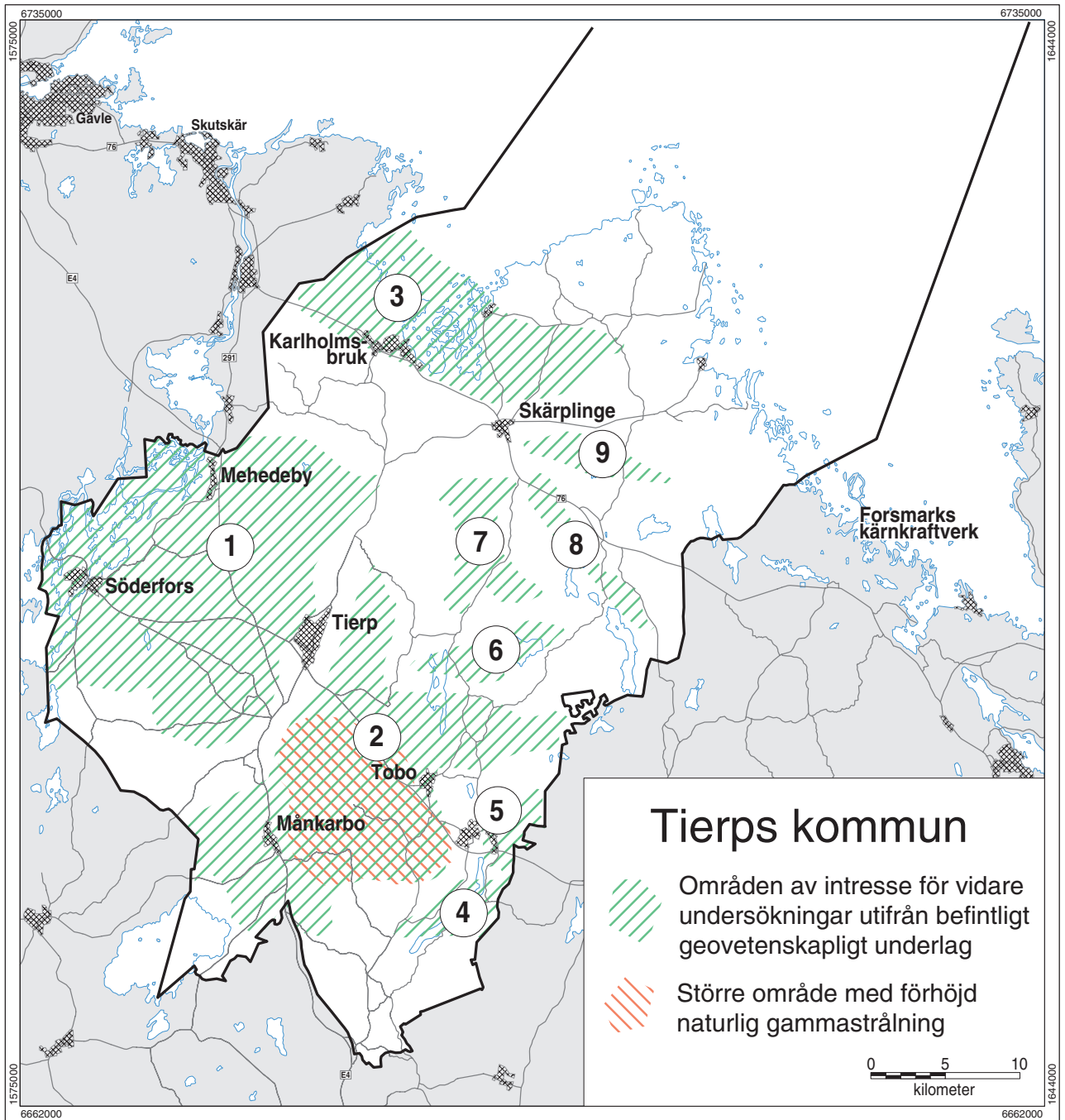
Med inhomogen berggrund avses inte bara bergarter med en stor andel inhomogeniteter i form av gångar eller inneslutningar utan också områden där många olika bergarter uppträder inom en begränsad volym. Kommunens östra och sydöstra del är ett bra exempel på denna typ av inhomogenitet. Till kategorin inhomogena bergarter hör också området med migmatit och ådergnejs på Hållnåshalvön.

Efter att hänsyn tagits till ovanstående faktorer kvarstår nio områden, nummer 1- 9 i Figur 10-1, som intressanta för vidare undersökningar. Gemensamt för områdena är att de uppvisar en homogen berggrund och att förekommande regionala sprickzoner avgränsar berggrundsblock som är tillräckligt stora för att rymma ett djupförvar. Nedan ges en kort beskrivning av områdena med några kompletterande anmärkningar. Områdenas blottningsgrad (andelen kalt berg) ger en antydning om tillförlitligheten i bedömningen och om förutsättningarna för att bedriva fortsatta undersökningar.

1. Ett stort område med hedesundagranit i kommunens västra del. Förutom i den sydvästra delen av området är blottningsgraden mycket låg.
2. Ett lika stort område i kommunens södra, centrala del. Berggrunden består dels av metagranitoid, dels av den yngre granit som uppvisar förhöjd gammastrålning. Radonhalten i den senare graniten kan medföra ett ökat ventilationsbehov i en underjordsanläggning. Blottningsgraden är mycket låg förutom nordost om Tierp och sydväst om Månkarbo.
3. Ett stort område i kommunens norra del. Området utgörs av ett granitmassiv. Även här är blottningsgraden mycket låg, med undantag av den östligaste delen. De få hällobservationer som finns antyder att den västra delen kan vara mer inhomogen än den östra.
- 4-5. Två små områden i kommunens sydöstra del. Berggrunden består av metagranitoid och områdena begränsas av mindre kroppar av metagabbro och i söder av metavulkaniska bergarter. Blottningsgraden är mestadels låg till måttlig.
- 6-7. Två områden uppbyggda av metagranitoid i kommunens centrala del. Områdena begränsas huvudsakligen av metavulkaniska bergarter och område nummer 7 i väster av en inhomogen yngre granit. Blottningsgraden är låg till måttlig.
- 8-9. Två områden uppbyggda av metagranitoid vilka utgör tektoniska linser i Singöskjuzonen. Blottningsgraden är huvudsakligen god och i den sydöstra delen av område 8 mycket god. I denna del av område 8 är typområdet Finnsjön beläget.

Kommunens havstäckta område är mycket svårbedömt eftersom informationen är mera sparsam. Utifrån flygmagnetiska och topografiska data bedöms att området mellan Orskärzonen och Gävlebuktenzonen (se kapitel 8.4.2) skulle kunna vara av visst intresse om en lokalisering under havet övervägs.

Sammanfattningsvis kan konstateras att det bör finnas goda förutsättningar att lokalisera ett djupförvar av använt kärnbränsle till Tierps kommun eftersom betydande områden



Figur 10-1. Områden inom Tierps kommun av intresse för vidare undersökningar. Bedömningen är baserad på befintligt geovetenskapligt underlag.

bedöms vara av intresse för vidare studier. Det måste emellertid nog understrykas att inom stora delar av kommunen är andelen berg i dagen mycket liten. Detta gör den nu presenterade bedömningen mindre säker och innebär också att det kan vara svårt att utan betydande insatser närmare undersöka berggrunden. Några intressanta områden ligger inom Singö-skjuvzonen och om vidare undersökningar av dessa områden blir aktuella bör för- och nackdelar med en sådan geologisk miljö beaktas.

10.4 Jämförelser med andra lokaliseringsstudier

Det underlag som kan användas för att bedöma de geologiska förutsättningarna för ett djupförvar i Tierps kommun finns tillgängligt i olika skalor. I riks- och regionskala finns översikter publicerade. Den sistnämnda i form av en översiktsstudie av Uppsala län. I en mer lokala skala finns utredningarna i SKBs förstudie av kommunen. Vidare finns data från förstudien av Östhammars kommun som delvis har berört den östra delen av Tierps kommun. Nedan görs en jämförelse med resultaten från länsstudien och med resultaten från förstudien av Östhammars kommun.

Översiktsstudien av Uppsala län

Översiktsstudien av Uppsala län (Antal m fl, 1998) visar fyra områden i Tierps kommun som bedömts som lämpliga eller sannolikt lämpliga för vidare undersökningar. Beteckningen sannolikt lämpligt (eller olämpligt) område användes när underlaget ansågs bristfälligt i något avseende. Tre av områdena är stora och ligger i kommunens norra, västra respektive södra del. Det fjärde området är en tektonisk lins inom vilken typområdet Finnsjön är beläget. Den mest framträdande skillnaden mellan resultaten från länsstudien och den nu gjorda undersökningen ligger i bedömningen av det norra området, se nedan. I övrigt beror de skillnader som finns främst på att studierna gjorts i olika skalor.

Inom länsstudiens norra område ligger förstudiens område 3 som dock är betydligt mindre och dessutom till viss del ligger utanför det norra området. Detta beror på den revidering av berggrundskartan som gjorts och på att en mer detaljerad tolkning av plastiska skjuvzoner utförts. Över delar av området saknades flyggeofysiska mätningar när länsstudien genomfördes.

Länsstudiens västra område sammanfaller med förstudiens område 1. Endast smärre justeringar av områdets avgränsning har gjorts.

Inom det södra området från länsstudien ligger förstudiens område 2 samt de mindre områdena 4 och 5. Den mer detaljerade undersökningen har således resulterat i att delar av länsstudiens södra område bedömts som mindre intressanta för vidare studier. Området närmast öster om Tierp, som är en del av förstudiens område 2 bedömdes å andra sidan i länsstudien som sannolikt olämpligt.

Förstudiens område 8 sammanfaller i stort med länsstudiens fjärde område enligt ovan men är nu mera noggrant definierat. Områdena 6, 7 och 9 ligger däremot inom områden som i länsstudien bedömdes som olämpliga för vidare studier. De är exempel på att mer detaljerade undersökningar kan påvisa lämpliga områden inom områden som översiktligt bedömts olämpliga.

Förstudien av Östhammars kommun

Inom stora delar av Östhammars kommun finns tillgång till modern berggrundsgeologisk information, inklusive uppgifter om berggrundens homogenitet. Detta medför att det finns underlag till att göra en mer detaljerad bedömning än vad som kan göras inom stora delar av Tierps kommun.

De områden i Östhammars kommun som bedömdes vara av intresse för vidare undersökningar är därför generellt sett mindre och mera väldefinierade än motsvarande områden i huvuddelen av Tierps kommun. I den östra delen av kommunen, där underlaget liknar det som finns i Östhammars kommun, är de intressanta områdena mer jämförbara. Berggrundskartan, se Figur 6-1, avspeglar till stor del variationer i underlagsmaterialet och det är troligt att om detaljerad information varit tillgänglig i de västra delarna av undersökningsområdet skulle bilden varit betydligt mer komplicerad även där. Samtidigt bör påpekas att en detaljerad kartläggning av de delar av kommunen som har en liten andel berg i dagen förmodligen endast marginellt kommer att förbättra det underlag som finns i dag. I dessa delar kommer det därför alltid att finnas ett större mått av osäkerhet än i de delar där berggrundsytan är mera blottad och därmed tillgänglig för direkta observationer.

11 Referenser

- Ahlberg, P., 1986:** Den svenska kontinentalsockelns berggrund. Sveriges geologiska undersökning, Rapporter och meddelanden 47.
- Ahlbom, K. och Smellie, J.A.T. (red.), 1989:** Characterization of fracture zone 2, Finnsjön study-site. SKB Technical Report 89-19, Parts 1-6.
- Ahlbom, K. och Tirén, S., 1989:** Overview of geologic and hydrogeologic character of the Finnsjön site and its surroundings. SKB Arbetsrapport 89-08, 45 s.
- Ahlbom, K. och Tirén, S., 1991:** Overview of geologic and geohydrologic conditions at the Finnsjön site and its surroundings. SKB Technical Report 91-08, 52 s.
- Ahlbom, K., Andersson, P., Ekman, L., Gustafsson, E., Smellie, J. och Tullborg, E.-L.: 1986:** Preliminary investigations of fracture zones in the Brändan area, Finnsjön study site. SKB Technical Report 86-05, 155 s.
- Ahlbom, K., Andersson, P., Ekman, L. och Tirén, S., 1987:** Characterization of fracture zones in the Brändan area, Finnsjön study site, central Sweden. SKB Arbetsrapport 88-09, 253 s.
- Ahlbom, K., Andersson, J.-E., Andersson, P., Ittner, T., Ljunggren, C. och Tirén, S., 1992:** Finnsjön study site. Scope of activities and main results. SKB Technical Report 92-33, 1-145.
- Almén, K.-E., Stanfors, R. och Svemar, C., 1996:** Nomenklatur och klassificering av geologiska strukturer vid platsundersökningar för SKBs djupförvar. SKB Projekt Rapport PR D-96-029.
- Andersson, P. (red.), 1993:** The Fracture Zone Project - Final report. SKB Technical Report 93-20, 104 s.
- Andersson, U. B., 1997:** The sub-Jotnian Strömsbro granite complex at Gävle, Sweden. GFF 119, 159-167.
- Andersson, J.-E., Nordqvist, R., Nyberg, G., Smellie, J. A. T. och Tirén, S., 1991:** Hydrogeological conditions in the Finnsjön area. Compilation of data and conceptual model. SKB Technical Report 91-24.
- Antal, I., Bergman, S., Gierup, J., Persson, C., Thunholm, B., Stephens, M., Johansson, R., 1998:** Översiktsstudie av Uppsala län. Geologiska förutsättningar. SKB R-98-32, 1-49.
- Arvidsson, R., 1996:** Fennoscandian earthquakes: whole crustal rupturing related to postglacial rebound. Science 274, 744-746.
- Asklund, B., 1921:** Några urbergstektoniska problem från Östergötland. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 43, 596-611.

- Bergman, S. och Sjöström, T., 1994:** The Storsjön-Edsbyn deformation zone, central Sweden. Opublicerad forskningsrapport (SGU) 1-46.
- Bergman, S., Isaksson, H., Johansson, R., Lindén, A., Persson, C. och Stephens, M., 1996:** Förstudie Östhammar. Jordarter, bergarter och deformationszoner. SKB PR D-96-016, 1-81.
- Bergman, S., Bergman, T., Isaksson, H., Johansson, R., Stephens, M., 1998:** Förstudie Östhammar. Jordarter, bergarter och deformationszoner. Kompletterande arbeten 1998. SKB R-98-57, 1-37.
- Bergström, J., Holland, B., Larsson, K., Norling, E. och Sivhed, U., 1992:** Guide to excursions in Scania. Sveriges geologiska undersökning Ca 54, 1-95.
- Beunk, F.F., Page, L.M., Wijbrans, J.R. och Barling, J., 1996:** Deformational, metamorphic and geochronological constraints from the Loftahammar-Linköping Deformational Zone (LLDZ) in SE Sweden: implications for the development of the Svecofennian Orogen. GFF 118, Jubilee Issue, A9.
- Bjerkings Ingenjörbyrå AB 1977:** Vendels grus, Dalsboda Uppsala. Seismisk undersökning. Arbete G 5683.
- Björklund, G., 1977:** Vikstaåsen – en geomorfologisk undersökning. Länsstyrelsen i Uppsala län, naturvårdsenheten 1977:6.
- Blomberg, A., 1886:** Beskrifning till kartbladet Öregrund. Sveriges geologiska undersökning Aa 101, 1-38.
- Blomberg, A., 1889:** Beskrifning till kartbladet Alunda. Sveriges geologiska undersökning Aa 104, 1-40.
- Boulton, G.S., 1985:** Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets. Journal of the Geological Society 142, 447-474.
- Boulton, G.S., 1991:** Proposed approach to time-dependent or "event-scenario" modelling of future glaciation in Sweden. SKB Arbetsrapport 9-27.
- Boulton, G.S. och Payne, A., 1992:** Simulation of the European ice sheet through the last glacial cycle and prediction of future glaciation. SKB Technical Report 93-14.
- Bäckblom, G. och Stanfors, R., 1989:** Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area, northern Sweden 1986-1988. SKB Technical Report 89-31.
- Carlsson, A. och Christiansson, R., 1987:** Geology and tectonics at Forsmark, Sweden. SKB SFR 87-04, 91 s.
- Carlsson, A. och Olsson, T., 1977:** Water leakage in the Forsmark tunnel, Uppland, Sweden, Sveriges geologiska undersökning C 734, 45 s.
- Carlsson, L. och Gidlund, G., 1983:** Evaluation of the hydrogeological conditions at Finnsjön. SKBF/KBS Teknisk Rapport 83-56.
- Cosma, C., Juhlin, C. och Olsson, O., 1994:** Reassessment of seismic reflection data from the Finnsjön study site and perspectives for future surveys. SKB Technical Report 94-03, 110 s.

- Dahlberg, N., och Grånäs, K., 1991:** Grusinventering i Uppsala, Tierp och Håbo kommuner. Regionala inventeringar av grus m.m. Sveriges geologiska undersökning, Rapport 1991:1, 1-110.
- Dahl-Jensen, T. och Lindgren, J., 1987:** Shallow reflection seismic investigation of fracture zones in the Finnsjö area, method evaluation. SKB Technical Report 87-13
- Ekman, L., 1989:** Sammanställning av geovetenskapliga undersökningar utförda inom Finnsjöområdet under tiden 1977-1988. Appendix till byggnadsgeologisk rapport över Finnsjöområdet. SKB Arbetsrapport 89-09, 97 s.
- Ericsson, B., och Lidén, E., 1988:** Beskrivning till jordartskartan Söderfors NO. Sveriges geologiska undersökning Ae 87, 69 s.
- Erlström, M., 1987:** Complex fracture-filling material from the Singö fault zone at Forsmark, central Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 109, 55-57.
- Follin, S., Årebäck, M., Stigsson, M., Isgren, F. och Jacks, G., 1999:** Grundvattnets rörelse, kemi och långsiktiga förändringar. SKB R-99-57.
- Geijer, P. och Magnusson, N. H., 1944:** De mellansvenska järnmalmernas geologi. Sveriges geologiska undersökning Ca 35, 1-654.
- Gillberg, G., 1967a:** Further discussion of the lithological homogeneity of till. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 89, 29-49.
- Gillberg, G., 1967b:** Distribution of different limestone material in till. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 89, 401-409.
- Glückert, G., 1978:** Östersjöns postglaciala strandförskjutning och skogens historia på Åland. Publications of the Department of Quaternary geology 34, University of Turku, Turku.
- Gorbatshev, R., 1967:** Petrology of the Jotnian rocks in the Gävle area, east central Sweden. Sveriges geologiska undersökning C 621, 1-50.
- Grånäs, K., 1990:** Beskrivning till jordartskartan Söderfors SO. Sveriges geologiska undersökning, Ae 104, 84 s.
- Henkel, H. och Pesonen, L.J., 1992:** Impact craters and craterform structures in Fennoscandia. Tectonophysics 216, 31-40.
- Holmlund, P., 1993:** Den senaste istiden i Skandinavien. En modellering av Weichselisen. SKI Teknisk Rapport 93:44.
- Holst, N.O., 1887:** Beskrifning till kartbladet Svartklubben. Sveriges geologiska undersökning Aa 97, 1-41.
- Ingmar, T., och Moreborg, K., 1976:** The leaching and original content of calcium carbonate in till in northern Uppland, Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98, 120-132.
- Ivarsson, C. och Johansson, Å., 1995:** U-Pb zircon dating of Stockholm granite at Frescati. GFF 117, 67-68.

- Jonasson, C., 1996:** Landet. I: S. Helmfrid (red.), *Sveriges Geografi*.
– Sveriges Nationalatlas, 16-41.
- Lager, I., 1986:** The Dannemora iron ore deposit. I Papunen, H., och Lindström, I. (red.), *Mineral deposits of southwestern Finland and the Bergslagen province, Sweden*. Sveriges geologiska undersökning Ca 61, 26-30.
- Lagerbäck, R., 1979:** Neotectonic structures in northern Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100, 263-269.
- Lagerbäck, R., 1990:** Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 112, 333-354.
- Lidmar-Bergström, K., 1993:** Denudation surfaces and tectonics in the southernmost part of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 64, 337-345.
- Lidmar-Bergström, K., 1994:** Berggrundens ytformer. I C. Fredén (red.), *Berg och Jord*. Sveriges Nationalatlas, Bra Böcker, Höganäs, 44-54.
- Lidmar-Bergström, K., 1996:** Long term morphotectonic evolution in Sweden. *Geomorphology* 16, 33-59.
- Lindén, A. H. och Mellander, H., 1986:** Utvinning av geotermisk energi ur svaghetszoner i berg, Etapp 2. Energiforskningsnämnden 4113 132.
- Lindroos, H., 1996:** Malmer och mineral inom Östhammars kommun. Förstudie Östhammar. SKB PR-D-96-012, 37 s.
- Lindström, M., Lundqvist, J., och Lundqvist, T., 1991:** Sveriges geologi från urtid till nutid. Studentlitteratur, Lund, 398 s.
- Lundegårdh, P.H., 1967:** Berggrunden i Gävleborgs län. Sveriges geologiska undersökning Ba 22, 1-303.
- Lundegårdh, P.H., Sundberg, A. och Källberg, I., 1991:** Berggrundskarta över Västmanlands län. Sammanställd för Bergslagens mineraljakt. Sveriges geologiska undersökning.
- Lundqvist, J., 1994:** Inlandsisens avsmältning. I C. Fredén (red.), *Berg och Jord*. Sveriges Nationalatlas, Bra Böcker, Höganäs, 124-142.
- Länsstyrelsen i Uppsala län, 1997:** Inventering av krossberg i Uppsala län. Meddelandeserie 1997:19.
- Länsstyrelsen i Uppsala län, 1999:** Tåktuppgifter ur Länsstyrelsens register. Utskriftsdatum 1999-04-14.
- Muir Wood, R., 1993:** A review of the seismotectonics of Sweden. SKB Technical Report 93-13, 1-225.
- Munier, R. och Tirén, S., 1989:** Geometry and kinetics of deformation zones in the Finnsjön area, central Sweden: a deformation system controlled by five sets of shear zones. Thesis, Uppsala University, UUDMP research report 59.
- Mörner, N.-A., 1972:** When Will the Present Interglacial End? *Quaternary Research* 2, 341-349.

- Mörner, N.-A., 1979a:** Earth movements in Sweden, 20 000 BP to 20 000 AP. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 100, 279-286.
- Mörner, N.-A., 1979b:** The Fennoscandian Uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence. *GeoJournal* 3, 287-318.
- Mörner, N.-A., 1989:** Postglacial faults and fractures on Äspö. SKB Progress Report 25-89-24.
- Mörner, N.-A., Somi, E. och Zuchiewicz, W., 1989:** Neotectonics and paleoseismicity within the Stockholm intracratonal region in Sweden. *Tectonophysics*, 163, 289-303.
- Olkiewicz, A., 1981:** Lineament, sprickzoner och sprickor inom norra Uppland med speciell betoning på undersökningsområdet Finnsjön. SKBF/KBS Arbetsrapport 81-34, 32 s.
- Olkiewicz, A. och Arnefors, J., 1981:** Berggrundsbeskrivning av undersökningsområdet vid Finnsjön i norra Uppland. SKBF/KBS Arbetsrapport 81-35, 28 s.
- Olkiewicz, A., Scherman, S. och Kornfält, K.-A., 1979:** Kompletterande berggrundsundersökningar inom Finnsjö- och Karlshamnsområdena. SKBF/KBS Teknisk Rapport 79-05, 158 s.
- Park, R.G., Åhäll, K.-I. och Boland, M.P., 1991:** The Sveconorwegian shear-zone network of SW Sweden in relation to Mid-Proterozoic plate movements. *Precambrian Research* 49, 245-260.
- Persson, C., 1982:** Beskrivning till jordartskartan Östhammar SV. Sveriges geologiska undersökning Ae 53, 1-59.
- Persson, C., 1984:** Beskrivning till jordartskartan Östhammar NV. Sveriges geologiska undersökning Ae 61, 1-63.
- Persson, C., 1986:** Beskrivning till jordartskartorna Österlövsta SO/Grundkallen SV och Österlövsta SV. Sveriges geologiska undersökning Ae 76-77, 1-72.
- Persson, C., 1988:** Beskrivning till jordartskartorna Östhammar SO. Sveriges geologiska undersökning Ae 90, 1-57.
- Persson, C., 1992:** The latest ice recession and till deposits in northern Uppland, eastern central Sweden. Sveriges geologiska undersökning, Ca 81, 217-224.
- Persson, L. och Persson, P-O., 1997:** U-Pb datings of the Hedesunda and Åkersberga granites of south-central Sweden. *GFF* 119, 91-95.
- Persson, L. och Stålhös, G., 1991:** Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Uppsala. Sveriges geologiska undersökning Ba 47, 1-30.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999:** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Pettersson, A.L., 1871:** Några ord till upplysning om bladet "Saltsta". Sveriges geologiska undersökning Aa 43, 1-54.

- Ripa, M. och Persson, P.-O., 1997:** The U-Pb zircon age of the Sala-Vänge granite at Sala, south central Sweden. I: T. Lundqvist (red.), *Radiometric dating results 3*. – Sveriges geologiska undersökning C 830, 57-62.
- Robertsson, A.-M., och Persson, P., 1989:** Biostratigraphical studies of three mires in northern Uppland, Sweden. Sveriges geologiska undersökning C 821, 1-19.
- Sandegren, R. och Asklund, B., 1948:** Beskrivning till kartbladet Söderfors. Sveriges geologiska undersökning Aa 190, 1-91.
- Sandegren, R. och Lundegårdh, P.H., 1949:** Beskrivning till kartbladet Untra. Sveriges geologiska undersökning Aa 191, 1-106.
- Sandegren, R., Asklund, B. och Westergård, A.H., 1939:** Beskrivning till kartbladet Gävle. Sveriges geologiska undersökning Aa 178, 1-143.
- SGU, 1979:** Metodik och jordartsindelning tillämpad vid geologisk kartläggning i serie Ae, skala 1:50 000. Reviderade upplagor 1983 och 1994.
- SGU, 1989:** Kalksten och dolomit i Sverige, del 2. Mellersta Sverige. Sveriges geologiska undersökning, Rapporter och meddelanden nr 55.
- SGU, 1994:** Mineraljakten i Uppsala län 1994. Sveriges geologiska undersökning, BRAP 94038.
- SGU, 1995:** Mineraljakten i Uppsala län 1995. Sveriges geologiska undersökning, BRAP 95049.
- SGU, 1998a:** Industriella mineral och bergarter – en branchutredning. Sveriges geologiska undersökning, december 1998. ISBN-91-7158-603-2.
- SGU, 1998b:** Grus, sand och industrimineral. Produktion och tillgångar 1997. PM 1998:2.
- SGU 1999:** Uppgifter om undersökningstillstånd inom Tierps och Uppsala kommuner. Sveriges geologiska undersökning, Bergsstaten. Utskriftsdatum 1999-01-21.
- SIND, 1980:** Berg och malm i Gävleborgs län. Sammanställning av Statens Industriverk. SIND PM 1980:19.
- SKB, 1990:** Granskning av Nils-Axel Mörners arbete avseende postglaciala strukturer på Äspö. SKB Arbetsrapport 90-18.
- Skjerna, L., 1992:** Microstructures in the Nyatorp Shear Zone, southeastern Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114, 195-208.
- Sjöberg, R., 1994:** Bedrock caves and fractured rock surfaces in Sweden. Occurrence and origin. Stockholm University, 110 s.
- Stanfors, R. och Ericsson, L.O., 1993:** Post-glacial faulting in the Lansjärv area, northern Sweden. Comments from the expert group on a field visit at the Molberget post-glacial fault area, 1991. SKB Technical Report 93-11.
- Stephansson, O. och Carlson, H., 1976:** Seismotektonisk analys av Fennoskandias berggrund. Luleå Tekniska Högskola, Teknisk rapport 1976:20 T, 88 s.

- Stephens, M.B. och Wahlgren, C.-H., 1993:** Oblique-slip, right-lateral ductile deformation zones in the Svecokarelian orogen, south-central Sweden. *In* M.B. Stephens och C.-H. Wahlgren (eds.), *Ductile shear zones in the Swedish segment of the Baltic Shield. Abstracts and excursion guide*. Sveriges geologiska undersökning, Rapporter och meddelanden 76, 18-19.
- Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H. och Weihed, P., 1994:** Karta över Sveriges berggrund. Sveriges geologiska undersökning Ba 51.
- Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H., Weijermars, R. och Cruden, A.R., 1996:** Left-lateral transpressive deformation and its tectonic implications, Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, southwestern Sweden. *Precambrian Research* 79, 261-279.
- Stolpe, M., 1869:** Några ord till upplysning om bladet "Upsala". Sveriges geologiska undersökning Aa 31, 1-70.
- Strömberg, B., 1989:** Late Weichselian deglaciation and clay varve chronology in east-central Sweden. Sveriges geologiska undersökning, Ca 73.
- Stålhös, G., 1962:** Nya synpunkter på Sörmlandsgnejsernas geologi med särskild hänsyn till Stockholmstrakten. Sveriges geologiska undersökning, C 587, 137 s.
- Stålhös, G., 1981:** A tectonic model for the Svecokarelian folding in east central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 103, 33-46.
- Stålhös, G., 1991:** Beskrivning till berggrundskartorna Östhammar NV, NO, SV, SO. Sveriges geologiska undersökning Af 161/166/169/172, 1-249.
- Sund, R.B., 1957:** Nyare undersökningar inom nordöstra Upplands berggrund. Sveriges geologiska undersökning C 552, 1-32.
- Sukotjo, S., 1995a:** Berggrundskartorna 14H Söderhamn NV/NO och SV/SO, 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning Ai 27-28.
- Sukotjo, S., 1995b:** Berggrundskartorna 15H Hudiksvall NV, NO och SV/SO, 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning Ai 64-66.
- Svantesson, S.-I., 1991:** Beskrivning till jordartskartan Enköping NO. Sveriges geologiska undersökning, Ae 110, 1-85.
- Svedmark, E., 1987:** Orografiska studier inom Roslagen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 9, 188-210.
- Svenonius, F., 1887:** Beskrifning till kartbladen Forsmark och Björn. Sveriges geologiska undersökning Aa 98/99, 1-42.
- Söderholm, H., Müllern, C-F, Engqvist, P. 1983:** Beskrivning och bilagor till hydrogeologiska kartan över Uppsala län, Sveriges geologiska undersökning Ah 5, 1-84.
- Talbot, C. J. och Sokoutis, D., 1988:** The Singö shear zone near Östhammar eastern Sweden. Thesis, Uppsala University. UUDMP research report 55, 55 s.
- Talbot, C. J. och Sokoutis, D., 1995:** Strain ellipsoids from incompetent dykes: application to volume loss during mylonitization in the Singö gneiss zone, central Sweden. *Journal of Structural Geology* 17, 921-948.

- Tirén, S., 1989:** Geological setting and deformation history of a low angle fracture zone at Finnsjön, Sweden. SKB Technical Report 89-19, 43 s.
- Tricorona Mineral AB:** Årsberättelse 1997.
- Tullborg, E.-L. och Larson, S.-Å., 1982:** Fissure fillings from Finnsjön and Studsvik, Sweden. Identification, chemistry and dating. SKBF/KBS Teknisk Rapport 82-20, 76 s.
- Wahlgren, C.-H., Cruden, A.R. och Stephens, M.B., 1994:** Kinematics of a major fan-like structure in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-central Sweden. *Precambrian Research* 70, 67-91.
- Wahlqvist, A.H., 1868a:** Några ord till upplysning om bladet "Eggegrund". *Sveriges geologiska undersökning Aa* 30, 1-18.
- Wahlqvist, A.H., 1868b:** Några ord till upplysning om bladet "Leufsta". *Sveriges geologiska undersökning Aa* 29, 1-54.
- Welin, E., 1964:** Uranium disseminations and vein fillings in iron ores of northern Uppland, Central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 86, 51-82.
- Welin, E., 1987:** The depositional evolution of the Svecofennian supracrustal sequence in Finland and Sweden. *Precambrian Research* 35, 95-113.
- Wickman, F.E., 1988:** Possible impact structures in Sweden. I A. Bodén och K.-E. Eriksson (red.), *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. Volume 1: The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes*. Springer-Verlag, Berlin, 298-327.
- Wickman, F. E., Åberg, G. och Levi, B., 1983:** Rb-Sr dating of alteration events in granitoids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83, 358-362.
- Wikström, A., 1994:** Jordklotets uppbyggnad. I C. Fredén (red.), *Berg och Jord*. Sveriges Nationalatlas, Bra Böcker, Höganäs, 44-54.
- Åkerblom, G. och Lindén A., 1994:** Förstudie Storuman. Radon i djupförvar. SKB PR 44-94-039.
- Åkerblom, G., Pettersson, B. och Rosén, B., 1988.** Radon i bostäder. Markradon. Byggeforskningsrådet Rapport R85:1988.

Geologisk ordlista

Förklaringarna bygger i huvudsak på ordlistan i Sveriges Nationalatlas, Band 12, Berg och jord, ordlistan i Bengt E H Loberg: Geologi, 4:e upplagan samt TNC 86 Geologisk ordlista.

Albit. Natriumrik plagioklasfältspat.

Alkalin bergart. Magmatisk bergart karakteriserad av hög halt av natrium och kalium i förhållande till kisel och aluminium.

Alkalinitet. Förmåga hos vatten att binda syror.

Amfibol. En grupp av silikater med prismatisk kristallform. De viktigaste mineralen i gruppen är hornblände och aktinolit-tremolit.

Amfibolit. Metamorf bergart bestående av huvudsakligen amfibol och plagioklas.

Anatektisk. Bildad genom uppsmältning av äldre bergarter.

Andalusit. Aluminiumsilikat.

Andesit. Intermediär vulkanisk bergart som domineras av plagioklas och mörka mineral t.ex. hornblände, pyroxen, biotit.

Anomali. Lokal avvikelser.

Antiform. En ryggformad upphöjning som uppkommit genom veckning av en lagerserie. Motsats till synform.

Antropogen. Orsakad eller påverkad av människan.

Aplit. Finkornig, granitisk bergart med låg halt av mörka mineral. Uppträder vanligtvis som gångar.

Arenit (sandsten). Sedimentär bergart med kornstorlek 0,06-2 mm.

Argillit. Finkornig sedimentär bergart som bildats ur lera och silt.

Arkos. Sandsten som innehåller minst 25 % fältspatfragment.

Aureol. Område med speciell karaktär kring en bergartsintrusion.

Axialplan. Se veckaxelplan.

Baltiska Issjön. En av flera isdämda sjöar som bildades i nuvarande Östersjöområdet i samband med inlandsisens avsmältning. Baltiska Issjön dränerades för ca 11 200 år sedan.

Bandning. Omväxlande mer eller mindre parallella lager med olika färg, kornstorlek, mineralsammansättning osv.

Basalt. Basisk vulkanisk bergart.

Basisk bergart. Bergart med 45-52 viktprocent SiO₂.

Bergart. Sammanhållet aggregat av ett eller vanligen flera mineral.

Bentonit. Mjuk, plastisk lera.

Biotit. Mörkt glimmermineral.

Blyglans. Sulfidmineral. Blyglans är det viktigaste blymineralet.

Breccia. Bergart som består av kantiga bitar i en mer finkornig mellanmassa.

Böljeslagsmärke. Symmetrisk, vågliknande struktur i sediment bildad genom vattnets vågrörelser över sedimenten.

Charnockit. Granit som innehåller mineralen ortopyroxen (en pyroxen med rombisk kristallstruktur).

Cordierit. Ett silikatmineral vanligt i metamorfa bergarter.

Dacit. Intermediär vulkanisk bergart som domineras av plagioklas, kvarts och mörka mineral.

Deformationszon. En svaghetszon i berggrunden utefter vilken berggrunden på ömse sidor rört sig i förhållande till varandra.

Diabas. En gångbergart som bildar mer eller mindre branta skivor i berggrunden.

Diabasgång. Se diabas.

Diamantborrning. Undersökningsborrning med diamantsatt borrkrona.

Borrningen syftar till att ta upp en serie prov, borrkärna, av berggrunden.

Digital. Representation av data med hjälp av siffror.

Diorit. Intermediär djupbergart som domineras av plagioklas och mörka mineral.

Diopsid. Se pyroxen.

Diskordans. Avbrott i en lagerserie där lagren över och under avbrottet bildar vinkel mot varandra.

Dissemination. Spridd fördelning i bergart av ett eller flera mineral.

Djupbergart. Magmatisk bergart som kristalliserat (stelnat) i djupare delar av jordskorpan.

Dolomit. Bergart huvudsakligen bestående av mineralet dolomit (Kalcium-magnesiumkarbonat).

Drumlin. I inlandsisens eller glaciärs rörelseriktning utsträckt elliptisk rygg, huvudsakligen bestående av morän.

Eem. Värmeperioden före Weichselistiden.

Epicentrum. Punkt på jordytan belägen rakt ovanför en jordbävningens centrum.

Epidot. Ett mossgrönt vattenhaltigt silikat med kalcium, aluminium och järn. Mineralet är vanligt som sprickfyllnad

Erosion. Nednötning. Den process vid vilken material på jordytan lösgörs och förs bort av vatten, rörlig is, vind eller vågor.

Fanerozoikum. Geologisk tidsålder, yngre än 545 miljoner år.

Fennoskandiska skölden.

Urbergsområde som omfattar Sverige med undantag av fjällkedjan och sydvästra Skåne, större delen av Finland, nordvästra Ryssland och delar av Sydnorge.

Finmo. Jordart med kornstorleken 0.02-0.06 mm.

Flygsand. Sand avlagrad av vinden.

Flyttblock. Stora av inlandsisen transporterade block.

Formlinjer. Linjer som markerar en trend. Strukturella formlinjer visar trenden av planstrukturer i berggrunden. Magnetiska konnektioner länkar ihop magnetiska anomalier som bedöms representera strukturella trender.

Fossil. Förstenade lämningar efter djur och växter.

Fältspat. Sammanfattande namn för en grupp bergartsbildande mineral. De viktigaste är kalifältspat och plagioklas.

Förskiffring. Planstruktur i en bergart definierad av parallellorientering av mineralkorn. Bildad under högt tryck och temperatur.

Förkastning. En spricka eller sprickzon parallellt med vilken berggrunden har rört sig.

Gabbro. Basisk djupbergart som består av mineralen plagioklas, pyroxen, hornblände och i vissa fall även olivin.

Glacial. Istid. Betecknar även företeelser och bildningar relaterade till en inlandsis.

Glaciation. Nedisning.

Glimmer. Silikat som kristalliserar i bladiga eller fjälliga former. Vanligast är biotit och muskovit.

Gnejs. Högmetamorf bergart med mer eller mindre välutvecklad planstruktur, ofta också med bandning.

Gnejsgranit. Omvandlad (förgnejsad) granit.

Granat. Sammanfattande namn för en grupp av silikatmineral med kubisk kristallform och varierande sammansättning.

Granatådergnejs. Granatförande ådergnejs.

Granit. Djupbergart bestående av huvudsakligen mineralen kvarts, fältspat, glimmer och/eller hornblände.

Granitoid. Samlingsnamn för kvartsrika djupbergarter, dvs granit, granodiorit, tonalit.

Grus. Jordart med kornstorlek 2-20 mm.

Granodiorit. En sur djupbergart som domineras av kvarts och fältspat.

Plagioklas dominerar över kalifältspat.

Gråvacka. Sandsten med varierande kornstorlek och 15 % eller mer lerigt material.

Gyttjelera. Jordart (lera) med 2-6 % organiskt material.

Gångbergart. En magmatisk bergart i form av en skiva. Utgör sprickfyllnader och har vanligen bildats i övre delen av jordskorpan.

Hematit. Järnoxidmineral.

HK = Högsta Kustlinjen

Hornblände. Se amfibol.

Hybridbergart. Blandbergart.

Hydraulisk konduktivitet. En jord- eller bergarts förmåga att släppa igenom vatten.

Hyperitdiabas. Svart diabas som vanligen innehåller två pyroxener och järnoxidpigmenterad plagioklas.

Högsta Kustlinjen. Den högsta nivå dit havet nådde i samband med den senaste isavsmältningen. Denna ligger olika högt i skilda delar av landet bl a beroende på hur stor landhöjningen varit.

Ignimbrit. Vulkanisk bergart avlagrad av ett pyroklastiskt flöde.

Ignimbritstruktur. Struktur i ignimbrit vari pimpstens- och andra fragment kraftigt plattats ut.

Illit. Glimmerliknande lermineral.

Inlandsis. Ismassa som täcker stora delar av en kontinent.

Interglacial. Tiden mellan två istider.

Intermediär bergart. Bergart med 52-65 viktprocent SiO₂.

Interstadial. Tiden mellan två kallare perioder inom samma istid.

Intrusiv. Magmatisk bergart som trängt in i och stelnat i jordskorpan som massiv eller som gångar.

Isostasi. Jämviktstillstånd i jordskorpan.

Isräffla. Repa i fast berg orsakad av block eller sten som transporterats i undre delen av inlandsisen.

Isälvsavlagring. Se isälvsediment.

Isälvsediment. Sediment som transporterats av isälvar och smältvattenströmmar för att sedan avlagras vid isfronten i samband med avsmältningen.

Jordart. Lösa avlagringar på jordytan.

Jordskorpa. Den yttersta delen av jordklotet, ned till 5-10 km under oceanerna och till ca 35 km under kontinenterna.

Kalcit. Kalciumkarbonat. Huvudmineral i kalksten.

Kalifältspat. En kaliumrik fältspat.

Kalksten. Bergart bestående av i huvudsak kalcit.

Kame. Kulle med markanta sidor eller oregelbunden rygg, huvudsakligen uppbyggd av isälvsediment i kontakt med inlandsis.

Kaolinit. Ett lermineral. Se kaolin.

Kaolin. Grå eller vit lera huvudsakligen bestående av kaolinit.

Kaxborrning. Undersökningsborrning i berg utan att något prov i form av borrkärna erhålles (jfr diamantborrning). Det finkorniga material som bildas vid borrningen kallas borrkax. Kaxet kan studeras på olika sätt och ge information om berggrunden i borrhålet.

Klorit. Glimmerliknande, vanligen grönt, silikatmineral.

Koboltglans. Ett silvervitt kobilthaltigt sulfidmineral.

Konduktivitet. Elektrisk ledningsförmåga hos vatten.

Konglomerat. Sedimentär bergart som består av rundade stenar i en oftast sandig eller grusig mellanmassa.

Kopparkis. Ett kopparsulfidmineral. Det i Sverige viktigaste mineralet för utvinning av koppar.

Kraton. Konsoliderad och stabil del av den kontinentala jordskorpan.

Kratonisering. Konsolidering och stabilisering av jordskorpan.

Krossbreccia. Bergart bildad genom mycket kraftig spröd deformation. Består av kantiga fragment i en finkornig mellanmassa.

Kuddlavestruktur. Kuddliknande struktur i basisk bergart, bildad genom att lava flutit ut på havsbotten.

Kvarts. Kiseldioxid (SiO₂).

Kvartsit. Mycket hård, kvartsrik, sedimentär bergart.

Kvartärtid. Den senaste geologiska tidsperioden, vilken omfattar tiden från ca 2 milj år sedan till nutid.

Landhöjning. Höjning av landytan i förhållande till havsytan.

Laumontit. Silikatmineral bildat genom omvandling av fältspat.

Lava. Magma som trängt ut på jordytan.

Leptit. Äldre beteckning, särskilt i Bergslagen, på en omvandlad sur vulkanisk bergart (metavulkanit)

Lera. Jordart med kornstorlek < 0.002 mm.

Lermineral. Olika grupper av mineral som bygger upp leriga sediment.

Lervarvmätningar. Studier av varvig lera. Ett varv motsvarar avsättningen under ett år.

Lineament. Rak eller svagt böjd långsträckt struktur.

Läsidemorän. Moränrygg avsatt längs med isrörelseriktningen. I allmänhet sydost om en håll.

Magma. Smält berg.

Magmatisk bergart. Bergart bildad ur en bergarts-smälta (magma).

Magnetisk susceptibilitet (magnetiserbarhet). Parameter som beskriver ett geologiskt materials magnetiska egenskaper.

Magnetiska konnektioner. Se formlinjer.

Magnetiskt lineament. Rak eller svagt böjd långsträckt struktur som kan ses på en magnetisk karta.

Magnetit. Magnetiskt mineral (järnoxid). Viktigt mineral för utvinning av järn.

Magnitud. Mått på styrkan av en jordbävning.

Malm. En mineralkoncentration som är ekonomiskt brytvärd.

Mantel. Den del av jordklotet som ligger under jordskorpan, ned till ca 2 900 m djup.

Marmor. Genom metamorfos omkristalliserad kalksten eller dolomit.

Massformig. Slumpmässig fördelning och orientering av mineralen i en bergart.

Meta- Prefix som används framför bergartsnamn för att indikera omvandlad karaktär (t.ex. metavulkanit). Jämför metamorfos.

Metabasit. Omvandlad basisk bergart.

Metamorf. Omvandlad.

Metamorfos. Den omvandling som en bergart genomgår när den utsätts för ändrat tryck och/eller ändrad temperatur.

Metasedimentär bergart. Omvandlad, ursprungligen sedimentär bergart.

Metavulkanisk bergart. Omvandlad, ursprungligen vulkanisk bergart.

Metavulkanit. Omvandlad, ursprungligen vulkanisk bergart.

Migmatit. Bergart bildad genom delvis uppsmältning och rekristallisation av äldre berggrund.

Migmatitgranit. Granit bildad genom uppsmältning av äldre berggrund.

Migration. Vandring. Exempelvis ett ämnes rörelse i ett medium.

Mikroklin. En varietet av kalifältspat. Ett av de vanligaste bergartsbildande mineralen.

Mineral. Fast, oorganisk substans som är definierad genom sin kemiska sammansättning och kristallsymmetri.

Mjåla. Jordart med kornstorlek 0.002-0.02 mm.

Mo. Jordart med kornstorlek 0.02-0.2 mm.

Monzodiorit. En intermediär djupbergart som innehåller fältspat och mörka mineral. Plagioklas dominerar över kalifältspat.

Monzonit. En intermediär djupbergart som innehåller huvudsakligen kalifältspat och plagioklas. Kvartsförande varianten kallas kvartsmonzonit.

Morän. Jordart som avlagrats av inlandsisen. Moränen har varierande sammansättning av block, sten, grus, sand, mo, mjåla och ler.

Moränbacklandskap. Kuperad terräng av morän.

Muskovit. Ljust glimmermineral.

Mylonit. Finkornig bergart bildad genom mycket stark plastisk deformation.

Mylonitzonen. En starkt mylonitiserad zon i Sydvästsveriges gnejsberggrund.

Nefelin. Ett fältspatliknande mineral rikt på natrium.

Nefelinsyenit. Intermediär alkalisk djupbergart som domineras av kalifältspat, nefelin och mörka mineral.

Neosom. Nybildat (rekristalliserat) material i en migmatit.

Neotektonik. Unga tektoniska rörelser i jordskorpan.

Norit. Basisk djupbergart.

Olivin. Järn-magnesiumsilikat som främst förekommer i basiska bergarter.

Ordovicisk. Från den tidsperiod ca 495-443 miljoner år sedan som benämns ordovicium.

Orogen. Se orogent bälte.

Orogent bälte. Vanligen långsmalt område av jordskorpan inom vilket bergskedjebildning sker eller har skett.

Orogenes. Bergskedjebildning.

Ortofoto. En bild av marken där hela bilden gjorts skalriktig.

Paleosom. Rester av moderbergarten i en migmatit.

Pechblände. Uranmineral.

Pegmatit. En grovkristallin granitisk bergart som vanligen bildar gångar eller mindre massiv.

Peneplan. En utbredd flack, relativt jämn berggrundsyta bildad genom långvarig erosion.

Permeabel. Genomsläpplig.

pH. Surhetsgrad hos vatten.

Pimpsten. Ljus, porös, pyroklastisk bergart.

Plagioklas. En fältspat rik i sodium och kalcium.

Plastisk deformation. Deformation vid vilken berggrunden reagerar plastiskt, dvs beter sig som en trögflytande massa. Vid denna deformation bildas t ex plastiska skjuvzoner med kraftig förskiffring och linjärstruktur.

Plastisk skjuvzon. Se plastisk deformation.

Plattekttonik. Modell som beskriver jordskorpan uppdelning i plattor och hur plattorna rör sig.

Porfyr. Bergart som karaktäriseras av att enskilda större kristaller (strökorn) ligger spridda i en finkornig mellanmassa (matrix).

ppm. Parts per million. "en miljondel" Vanligt sätt att uttrycka låga halter. Jfr procent = "en hundraedel"

Postglacial. Efter istiden (post=efter)

Prehnit. Silikatmineral.

Prekambrium. Geologisk tidsålder, äldre än 545 miljoner år.

Primorogen. Se tidigorogen.

Protoginjonen. En ungefär nord-sydlig zon från Skåne till norra Värmland. Den östra begränsningen av den svekonorvegiska orogenen.

Pyroklastisk bergart. Bergart bestående av brottstycken och andra partiklar bildade som ett direkt resultat av vulkanism.

Pyroklastiskt flöde. En kraftigt upphettad blandning av vulkaniska gaser och utbrottsprodukter. Flyter som laviner nedför vulkansidorna.

Pyroklastiskt fall. Nedfall av vulkaniska utbrottsprodukter från luften.

Pyroxen. Mineralgrupp med prismatisk kristallform.

Radioaktivitet. Spontant sönderfall av ett radioaktivt ämne, ofta via en sönderfallskedja, till ett stabilt ämne. Vid sönderfallet utsänds olika typer av strålning

Radon. En färg- och luktlös radioaktiv ädelgas som bildas genom sönderfall av radium.

Randzon. Område där isfronten tidvis har stått stilla eller ryckt fram.

Rapakivigranit. Lättvitträd granit karakteriserad av större korn av kalifältspat klädda med tunna skal av plagioklas.

Refraktionsseismik. Geofysisk metod som utnyttjar seismiska vågors brytning (refraktion) i kontakten mellan olika media som t ex jord-berg i marken.

Regression. När havet successivt drar sig tillbaka med resulterande ökning av ett landområde. Motsats till transgression.

Resistivitet. (Elektriskt) motstånd.

Ryolit. Sur vulkanisk bergart (ytbergart) med granitisk sammansättning.

Rörelsebelopp. Mått på storleken av t ex en förkastning.

Sand. Jordart med kornstorlek 0,06-2.0 mm.

Sandsten. Se arenit.

Sandur. Sand- och grusavlagring bildad av smältvattenflöden från glaciär eller inlandsis.

Satellitdata. Mätningar, vanligen av elektromagnetisk strålning, gjorda från satelliter som cirklar runt jorden.

Sediment. Från luft, vatten eller is avlagrat fast material samt material som ackumulerats genom kemisk utfällning.

Sedimentgnejs. Gnejsomvandlad sedimentär bergart.

Sedimentär bergart. Till en bergart hopläkt sediment.

Seismicitet. Stötvågor (jordskalv) i berg orsakade av elastiska vågor alstrade genom rörelser på relativt stort djup i jordskorpan.

Sen-glacial förkastning. Se neotektonik.

Serpentin. Grupp av vanligen gröna och vid beröring tvåaktigt glatta mineral. Vanligen bildade genom omvandling av t ex olivin och pyroxen.

Siljansringen. Rund struktur vid Siljan bildad vid meteoritnedslag.

Silikat. Kemisk förening mellan kisel (Si) och syre (O). Se även silikatmineral.

Silikatmineral. Den typ sv silikat som förekommer i naturen. Över 90 % av jordskorpan består av bergartsbildande silikatmineral, främst amfiboler, pyroxener, oliviner och kvarts.

Sillimanit. Aluminiumsilikat.

Silt, -ig. Jordart med kornstorlek 0,002-0,06 mm.

Skarn. Äldre svensk benämning på mineral som hör ihop med järn- och sulfidmalmer. Det ofyndiga berget inom en malmförekomst.

Skjuvdeformation. Deformation vid vilken rörelser har skett inom och mellan berggrundsblocken.

Skjuvzon. Ett linjärt berggrundsområde som kännetecknas av intensiv deformation.

Skolla, skollkomplex. Ett bergartspaket som skjutits fram över den underliggande berggrunden längs en flack yta.

Sköl. Zon med svagare berg än omgivningen.

Slira. Ett oregelbundet slingrande parti i en bergart.

Smektit. Ett lermineral. Viktig beståndsdel i bentonit.

Susceptibilitet. En bergarts förmåga att magnetiseras.

Spektralmätning. Strålningsmätning som till skillnad från totalmätning mäter strålningen fördelad på olika våglängder.

Sprickzon. Se spröd deformation.

Spröd deformation. Deformation vid vilken berggrunden reagerar genom uppsprickning. Vid denna deformation bildas enskilda sprickor och ansamlingar av sprickor till sk sprickzoner.

Stadial. Kallare period under en istid, när inlandsisen tillväxer.

Stratigrafiska (undersökningar).

Undersökningar som syftar till att utreda bergarternas inbördes åldersförhållanden.

Stromatoliter. Skiktade kupolformade strukturer i kristallin kalksten troligtvis bildade av alger.

Strukturella formlinjer. Se formlinjer.

Strykning. Riktning av en planstruktur (t.ex. förskiffring, sprickzon, bergartskontakt).

Stupning. Vinkel som en planstruktur (t.ex. förskiffring, sprickzon, bergartskontakt) bildar med horisontalplanet.

Stänglighet. Linjär struktur hos bergart, vilket innebär att långsträckta mineral eller aggregat är orienterade parallellt. Till skillnad från plana strukturer.

Subkambriska peneplanet. Ett peneplan (jämn berggrundsytta) som hade bildats innan för 545 miljoner år sedan.

Subvulkanisk intrusion. En vulkanitliknande bergart som dock visar klart intrusivt uppträdande mot omgivande bergarter.

Sur bergart. Bergart med > 65 viktprocent SiO₂.

Svallning. Vågornas eroderande verkan på en strand.

Svallsediment. Genom svallning frigjort material som sedan avsatts.

Syenit. Intermediär djupbergart som domineras av kalifältspat och mörka mineral. Kvartsförande varianten kallas kvartssyenit.

Synform. En trågformad sänka i jordskorpan. Motsats till antiform.

Tektonik. Den storskaliga uppbyggnaden av jordskorpan. Termen omfattar geologiska processer och strukturer relaterade till rörelser i berggrunden.

Tidigorogen. Beteckning på de äldsta djupbergarterna i en orogenes.

Tonalit. En sur djupbergart som domineras av kvarts och plagioklas.

Topografiskt lineament. Rak eller svagt böjd långsträckt struktur i naturen.

Torkspricka. Spricka uppkommen genom uttorkning av en finkornig sediment.

Tornquistzonen. En zon av förkastningar i nordväst-sydost mellan Svarta Havet och Nordsjön. Zonen går genom Skåne och markerar där sydvästra randen av den Baltiska skölden.

Torv. Organisk jordart som bildas genom nedbrytning av döda växt- och djurdelar.

Totalhårdhet. Sammanlagda halten av kalcium och magnesium i vatten.

Transgression. När havet successivt tränger in över ett landområde. Motsats till regression.

Tremolit. Se amfibol.

Tuff. Bergart bestående av bl a vulkanisk aska.

Tuffit. Bergart bestående av vulkanisk aska blandad med sediment.

Täljsten. Mjuk bergart som består av klorit och talk (ett magnesiumsilikat)

Ultrabasisk bergart. Djupbergart med extremt låg (< 45 viktprocent) SiO₂.

Units of radiation (ur). 1 ur motsvarar strålningen från 1 ppm uran i en bergart.

Ur. Se units of radiation.

Urbergssköld. Se kraton.

Urgranit. Äldre benämning på tidigorogena sura djupbergarter.

Veckaxelplan. Det plan som sammanbinder veckaxlarna för varje lager i en veckad bergartsserie.

Veckaxel. Omböjningslinjen för ett veck.

Veck. Böjd planstruktur i berg.

Vittring. Sönderdelning och omvandling av berg och jord genom mekaniska och kemiska processer.

VLF (Very Low Frequency) -mätning.

Elektromagnetisk mätmetod som kan användas för påvisning av brantstående kroppar eller strukturer med hög elektrisk ledningsförmåga.

Vulkanisk aska. Finkornig produkt vid vulkanutbrott.

Vulkanisk bergart. Bergart bildad genom vulkaniska processer.

Vulkanisk breccia. Vulkanisk bergart bestående av kantiga brottstycken större än 64 mm.

Vulkanisk process. Utströmning vid jordytan av magma, fragment, aska, gaser etc.

Vulkanit. Se vulkanisk bergart.

Weichsel-Istiden. Den senaste istiden i Sverige.

Ytbergart. Bergart bildad på eller nära jordens yta genom sedimentära eller vulkaniska processer.

Zinkblände. Ett gult, brunt eller svart diamantglänsande sulfidmineral (zinksulfid).

Ådergnejs. En form av migmatit med ådrig struktur.

Överskjutning. Den process vid vilken berggrundsskivor (skollor) skjuts upp över ursprungligen högre belägna lager.