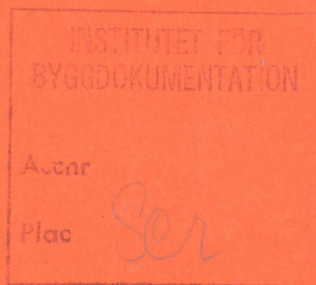


Rapport

R97:1985

Värmeöverförande egenskaper i svensk berggrund

Jan Sundberg
Bo Thunholm
Jacob Johnson



BYGGDOK

Sankt Eriksgatan 46
112 34 Stockholm
tel: 08-617 74 50
fax: 08-617 74 60

Byggeforskningsrådet

R97:1985

VÄRMEÖVERFÖRANDE EGENSKAPER I SVENSK BERGGRUND

Jan Sundberg
Bo Thunholm
Jacob Johnson

Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 810671-8
från Statens råd för byggnadsforskning till Geologiska
institutionen, Chalmers tekniska högskola, Göteborg.

I Byggforskningsrådets rapportserie redovisar forskaren sitt anslagsprojekt. Publiceringen innebär inte att rådet tagit ställning till åsikter, slutsatser och resultat.

R97:1985

ISBN 91-540-4446-4

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm

Liber Tryck AB Stockholm 1985

FÖRORD

Föreliggande arbete har drivits som ett samarbetsprojekt mellan Geologiska institutionen, Chalmers tekniska högskola, och Grundvattensektionen vid Sveriges geologiska undersökning. Vid SGU har insamlings-, beräknings- och klassificeringsarbetet utförts (kapitel 2, 3.2.2, 3.2.3, 4 (ursprunglig bergartskod), 7) medan Geologiska institutionen, CTH, har svarat för visst insamlingsarbete av värmekonduktivitetmätningar på sedimentära bergarter, verifikation av metoder, statistisk bearbetning, utvärdering och presentation (kapitel 3.1, 3.2.1, 3.3, 4 (modifierad bergartskod), 5, 6, 7).

Projektet har drivits med anslag från Byggforskningsrådet. Arbetet är en del av projektet Värmeöverförande egenskaper i jord och berg (810671-8) vid Geologiska institutionen, CTH, samt projektet Värmeledningsförmåga hos svenska bergarter (830760-5) vid SGU. Projektledare vid CTH har varit prof. K.Gösta Eriksson och vid SGU Torbjörn Fagerlind.

Vid den statistiska bearbetningen har konsulter från Centrum för tillämpad matematik, främst Björn Rosander, varit till stor hjälp. Vi får härmed även tacka de berggrundsgeologer som välvilligt ställt opublicerat material till vårt förfogande samt Ann-Marie Hellgren som svarat för utskrift av rapporten.

Göteborg och Uppsala, augusti 1984.

Jan Sundberg	Bo Thunholm	Jacob Johnson
Geologiska Inst.	Grundvattensektionen	Grundvattensektionen
CTH	SGU	SGU

numera vid
Inst. för markvetenskap
SLU

INNEHÅLL

FÖRORD	i
INNEHÅLLSFÖRTECKNING	ii
SAMMANFATTNING	iv
BETECKNINGAR OCH DEFINITIONER	v
1 INLEDNING	1
2 ÖVERSIKT ÖVER SVERIGES BERGGRUND	2
2.1 Bergartstyper	2
2.2 Sveriges berggrundsregioner	5
2.2.1 Urberget	6
2.2.2 Fjällkedjan	7
2.2.3 Fanerozoiska sedimentbergartsområden i mellersta och södra Sverige	7
2.3 Bergartsindelning	8
3 ALLMÄNT OM VÄRMEKONDUKTIVITET OCH SPECIFIK VÄRMEKAPACITET I BERG	9
3.1 Faktorer som styr värmekonduktivitet och specifik värmekapacitet	9
3.2 Metoder för värmekonduktivitetsbestämning	13
3.2.1 Mätmetoder	14
3.2.2 Teoretiska beräkningsmetoder	15
3.2.3 De teoretiska beräkningsmetodernas giltighet	18
3.3 Överensstämmelse mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet	19
4 INSAMLING OCH KLASSIFICERING AV DATAMATERIALET	25
4.1 Tillvägagångssätt	25
4.2 Provens representativitet	29
5 VAL AV STATISTISK METOD	30

6.	RESULTAT AV VÄRMEKONDUKTIVITETSBESTÄMNINGAR	32
6.1	Landet i helhet	32
6.1.1	Kristallina bergarter	32
6.1.2	Sedimentära bergarter	37
6.2	Länsvi	42
6.3	Samband värmekonduktivitet - kvartshalt	63
6.4	Slutsatser	64
7	ANVISNINGAR FÖR VÄRMEKONDUKTIVITETSBESTÄMNING	66

REFERENSER	68
------------	----

Bilaga 1 Metodik och bergartsindelning. Del av särtryck ur SGU, serie Af, Uppsala 1981.

Bilaga 2 Använt underlagsmaterial. Referenser till mineralanalyser och värmekonduktivitetmätningar.

Bilaga 3 Värmekonduktivitet och specifik värmekapacitet för olika mineral.

Bilaga 4 Överensstämmelse mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet (Tilläggsmaterial).

Bilaga 5 Resultat. Bergarters värmekonduktivitet. Tabeller.

Publikationer från Jordvärmegruppen.

SAMMANFATTNING

Horai & Baldrige (1972) visade att det är möjligt att beräkna bergarters värmekonduktivitet utifrån dess mineralogiska sammansättning. Jämförelser mellan uppmätta och beräknade värmekonduktiviteter bekräftar detta.

Ungefär 4000 beräknade och uppmätta värmekonduktiviteter ligger till grund för en statistisk bearbetning i denna rapport. Värmekonduktiviteten beräknades för olika bergartsgrupper varvid relativt stora variationer konstaterades. Det visade sig emellertid att de i Sverige vanligaste bergarterna, granit och gnejs, erhöll en medelvärmekonduktivitet av ca $3.5 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$. Med konfidensgraden 95% hade minst 90% av denna bergmassa en värmekonduktivitet högre än $2.9 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$. En medelvärmekonduktivitet av $3.45 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$ bestämdes för samtliga observationer från kristallina bergarter. Med konfidensgraden 95% låg minst 90% av bergmassan inom intervallet $2.45\text{--}4.9 \text{ W/m}^{\circ}\text{C}$.

För att undersöka eventuella regionala variationer av den mineralogiska sammansättningen har även en statistisk bearbetning länsvis skett. Den redovisas i stapeldiagramform med värmekonduktiviteten för olika bergartsgrupper. Dessutom redovisas översiktligt länets bergartsfördelning.

BETECKNINGAR OCH DEFINITIONER

$^{\circ}\text{C}$	Grader Celsius ($^{\circ}\text{C} = \text{K} - 273$) ($1^{\circ}\text{C} = 1 \text{ K}$)	
c	Specifik värmekapacitet	$\text{J/kg } ^{\circ}\text{C}$
c_{vol}	Specifik värmekapacitet. $c_{\text{vol}} = \rho \cdot c$	$\text{J/m}^3 \text{ } ^{\circ}\text{C}$
c_w	Vattens specifika värmekapacitet ($4.18 \cdot 10^3 \text{ J/kg } ^{\circ}\text{C}$)	$\text{J/kg } ^{\circ}\text{C}$
c_{is}	Isens specifika värmekapacitet ($2.2 \cdot 10^3 \text{ J/kg } ^{\circ}\text{C}$)	$\text{J/kg } ^{\circ}\text{C}$
c_s	Mineralpartiklarnas specifika värmekapacitet (ca $730 \text{ J/kg } ^{\circ}\text{C}$)	$\text{J/kg } ^{\circ}\text{C}$
l	Vattens isbildningsvärme (smältvärme) ($3.33 \cdot 10^5 \text{ J/kg}$)	J/kg
l	Karaktäristisk längd för inhomogenitet	m
L	Skallängd	m
m_{is}	Isdelens massa	kg
m_s	Torrsubstansens massa	kg
m_w	Vattendelens massa	kg
m	Total massa	kg
n	Porositet, $n = V_p/V$, $n = 1 - \rho_d/\rho_s$	$\%$
N	Antal	
S_r	Vattenmättnadsgrad, $S_r = V_w/V_p$	$\%$
v	Volymsandel	$\%$
v_{kv}	Volymsandel kvarts	$\%$

V	Volym	m^3
V_g	Gasvolym	m^3
V_p	Porvolym	m^3
V_s	Partikelvolym	m^3
V_w	Vattenvolym	m^3
w	Vattenkvot, $w = m_w/m_s$	%
w_h	Vattenhalt, $w_h = m_w/m$	%
w_{is}	Iskvot, $w_{is} = m_{is}/m_s$	%
w_u	Andelen ofrusen vattenvolym i förhållande till den totala jordvolymen	%

Vattenkvot av vattenhalt: $w = (w_h/(100-w_h))100$

Vattenhalt av vattenkvot: $w_h = (w/(100+w))100$

λ	Värmeledning	$W/m \text{ } ^\circ C$
λ_w	Vattens värmeledning ($0.57 W/m \text{ } ^\circ C$)	$W/m \text{ } ^\circ C$
λ_{is}	Isens värmeledning ($2.1 W/m \text{ } ^\circ C$)	$W/m \text{ } ^\circ C$
λ_l	Lufts värmeledning ($0.023 W/m \text{ } ^\circ C$)	$W/m \text{ } ^\circ C$
λ_{HS}	Teoretiskt beräknad värmeledning efter Haskin & Shtrikman (ekv. 3.1)	$W/m \text{ } ^\circ C$
$\lambda_{\text{ö}}, \lambda_n$	Övre resp. nedre gräns för teoretiskt beräknad värmeledning, λ_{HS}	$W/m \text{ } ^\circ C$

λ_p	Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Parallellkopplad, ekv. (3.2)	W/m °C
λ_s	Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Seriekopplad, ekv. (3.3)	W/m °C
λ_g	Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet. Geometriskt medelvärde, ekv. (3.4)	W/m °C
λ_{kv}	Kvarts värmekonduktivitet (7.7 W/m °C)	W/m °C
λ_m	Värmekonduktivitet för ett mineral	W/m °C
λ_r	"Rest"konduktivitet	W/m °C
λ_{ber}	Teoretiskt beräknad värmekonduktivitet	W/m °C
$\lambda_{mätt}$	Uppmätt värmekonduktivitet	W/m °C
λ_ϕ	Värmekonduktivitet i en valfri vinkel mot en parallellstruktur	W/m °C
κ	Värmediffusivitet	m ² /s
ρ	Skrymdensitet, $\rho = m/V$	kg/m ³
ρ_d	Torrdensitet, $\rho_d = m_s/V = \rho \left(\frac{1}{w + 1} \right)$	kg/m ³
ρ_s	Kompaktdensitet, $\rho_s = m_s/V_s$ (ofta = ρ_k)	kg/m ³
ρ_k	Korndensitet, $\rho_k \approx 2600\text{--}2700$ kg/m ³	kg/m ³
ρ_w	Vattens densitet, $\rho_w \approx 1000$ kg/m ³	kg/m ³
ρ_{is}	Isens densitet, $\rho_{is} = 917$ kg/m ³	kg/m ³
θ	Volymetriskt vatteninnehåll, $\theta = V_w/V$	%
ϕ	Vinkel	

Specifik värmekapacitet ($\text{J/kg } ^\circ\text{C}$) ($J = \text{Ws}$) - Anger den mängd termisk energi som åtgår för att höja temperaturen 1 grad (Kelvin eller Celsius) på 1 kg av ett material. I denna skrift kan specifik värmekapacitet även antaga sorten $\text{J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$ och anger den mängd termisk energi som åtgår för att höja temperaturen 1 grad på 1 m^3 av ett material.

Värmediffusivitet $\kappa = \lambda/c \cdot \rho$ - Beskriver hur fort värmets sprider sig i ett medium.

Värmekonduktivitet ($\text{W/m } ^\circ\text{C}$) - Värmekonduktiviten anger ett materials förmåga att överföra termisk energi.

1 INLEDNING

För vissa typer av byggande samt för alla typer av markvärmesystem är markens värmetransporterande och lagrande förmåga väsentlig. En god kännedom om dessa egenskaper är därför nödvändig om en optimal dimensionering skall kunna göras.

För t ex en bergvärmeanläggning styrs energiutbytet mellan köldbärarvätskan och omgivande mark av årsmedeltemperaturen på borrhålets halva djup, övergångsmotståndet mellan köldbärarvätska och borrhålsvägg samt av bergets värmekonduktivitet. Ett felaktigt antagande om bergets värmekonduktivitet med 20% motsvarar en förändring av nödvändig borrhålslängd av motsvarande grad.

2 ÖVERSIKT ÖVER SVERIGES BERGGRUND

2.1 Bergartstyper

Bergarterna i Sverige kan indelas i tre kategorier med avseende på deras bildningssätt:

- a) magmatiska bergarter; bildade ur en stelnad bergartsmälta i eller på jordskorpan;
- b) sedimentära bergarter; bildade genom avlagring och hopläkning av stenar, grus, sand eller annat material;
- c) metamorfa bergarter; bergarter som omvandlats efter sin ursprungliga bildning.

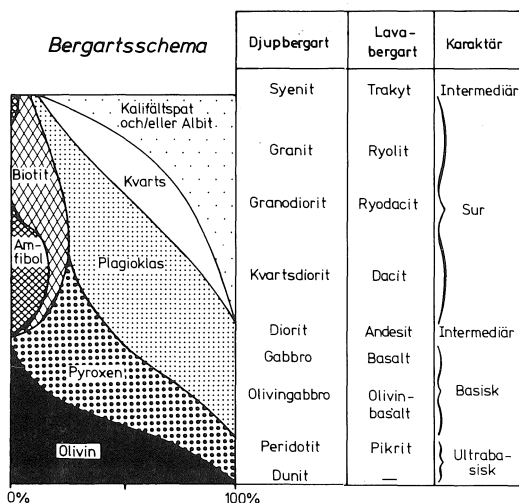
Bergarterna kan också delas in efter var de bildats:

- 1) ytbergarter, som bildats på eller nära jordytan;
- 2) djupbergarter, som bildats på stort djup i jordskorpan;
- 3) gångbergarter, som bildats i sprickor i jordskorpan.

De olika bergarter som uppstår vid vulkanutbrott, även de vind- och vattentransporterade sammanfattas som vulkaniska bergarter.

De magmatiska bergarterna täcker större delen av Sverige. I denna grupp ingår såväl graniter som ett stort antal mindre vanliga bergarter. I tabell 2.1 redovisas ett bergartsschema för de magmatiska bergarterna.

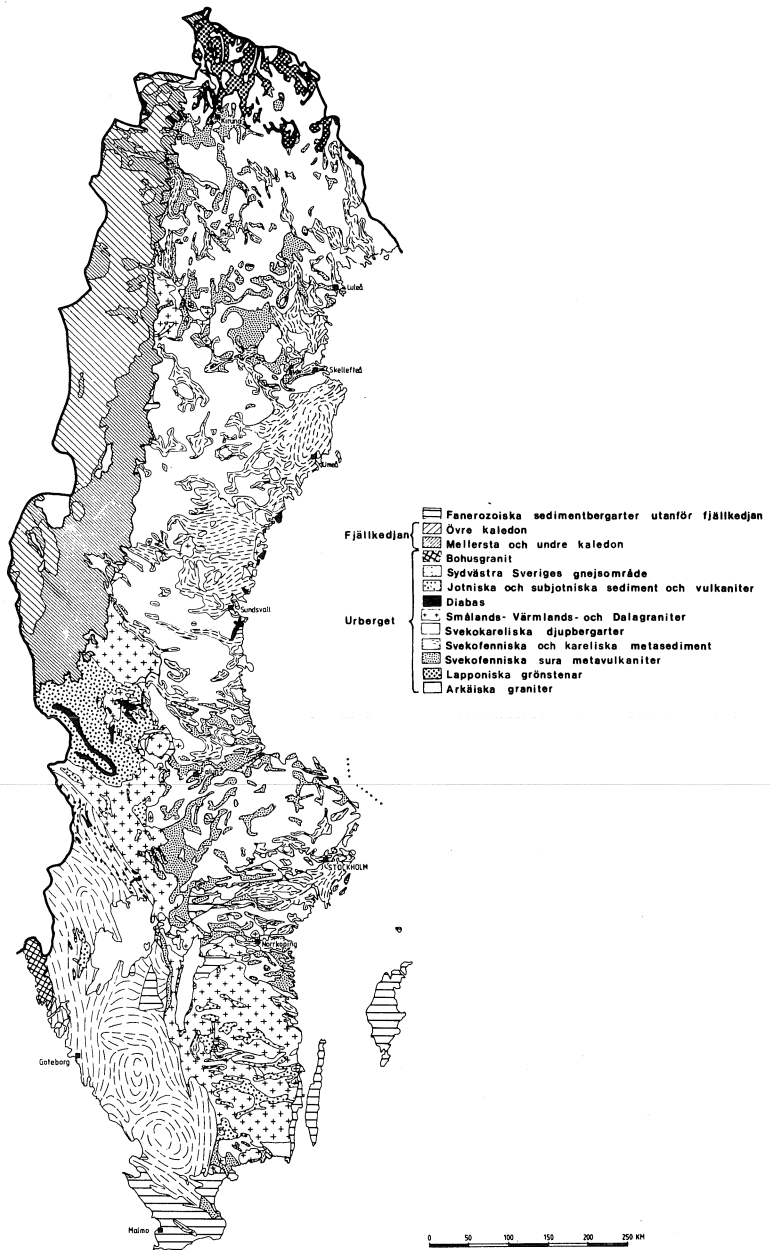
Tabell 2.1 Schema för de magmatiska bergarterna. Modifierad efter Loberg, 1980.



De sedimentära bergarterna kan dels utgöras av bergarter som bildats genom sedimentation av vittringsprodukter (sandstenar och skiffrar m m), dels av bergarter som bildats genom kemisk utfällning av ämnen i hav etc (kalkstenar m m).

De olika sedimentbergarterna kan ha lagrats över varandra i vanligen komplexa lagerföljder. Se t ex stereogrammet i figur 2.2, som visar Skånes geologiska uppbyggnad. I sydvästra delen är den sedimentära lagerföljden mer än 2 km mäktig. På Kristianstads-slätten är däremot den sedimentära lagerföljden betydligt grundare, ca fyra hundra meter som mäktigast i de sydligaste delarna av området.

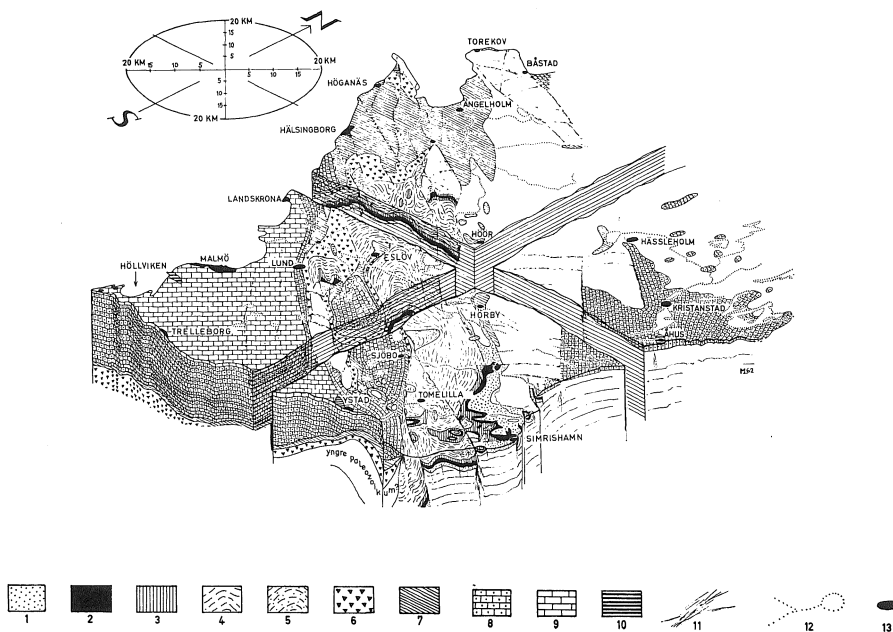
De metamorfa bergarterna består av ursprungliga sedimentära eller magmatiska bergarter som omvandlats under högt tryck och hög temperatur. Sandsten kan t ex omvandlas till kvartsit, lerskiffer till glimmerskiffer och granit till gnejsgranit. Gnejs är en allmän beteckning på bandade bergarter av hög omvandlingsgrad och kan ha bildats av ett flertal olika bergarter såsom sandstenar, skiffrar, vulkaniska bergarter och även graniter. En vanlig metamorf bergart i vissa delar av Sverige är leptit, vilken är en finkornig urbergsgnejs av vulkaniskt ursprung.



Figur 2.1 Sveriges berggrund. Efter sammanställning gjord av Gunnar Nilsson, SGU.

Med termen urberg avses all berggrund äldre än paleozoikum (mer än 570 miljoner år). Urberget utgörs främst av de magmatiska och metamorfa bergarterna men även vissa äldre sedimentbergarter ingår här.

Med termen kristallina bergarter avses de magmatiska och metamorfa bergarterna.



1. Underkambrisk sandsten. - 2. Alunskiffer (mellankambrium till äldsta ordovicium). - 3. Ordovicium. - 4. Silur to m colonusskiffern. - 5. Översta silur (Öved-Ramsåsa-lager). - 6. Triasavlagringar (utom rät). - 7. Jura (huvudsakligen rät-lias). - 8. Krita, äldre än danien. - 9. Danien. - 10. Teritär. - 11. Större förkastningszoner. - 12. Sjöar och vattendrag. - 13. Större orter. - Höjdskalan är ungefär 10 gånger den horisontella (nordost-sydvästliga) längdskalan.

Figur 2.2 Stereogram över Skåne. Efter Lundegårdh et al, 1970.

2.2 Sveriges berggrundsregioner

Sveriges berggrund kan delas in i tre huvudgrupper, se figur 2.1:

- urberget
- fjällkedjan
- fanerozoiska sedimentbergartsområden utanför fjällkedjan.

2.2.1 Urberget

Urberget täcker ca 75% av Sveriges yta och är 1-2 miljarder år gammalt. Det består av ett antal bergartsgrupper, av vilka de viktigaste beskrivs kortfattat nedan.

Sydvästra Sveriges gnejsområde. Detta stora område domineras av ett mäktigt gnejskomplex vars ursprungsmaterial mestadels har utgjorts av intrusivbergarter, varierande i sammansättning från granit till gabbro. Förskiffringsplanen är vanligen ganska flacka i förening med veckbildning efter flacka axlar.

Inom denna region uppträder även bl a omvandlade sedimentära bergarter i den s k Stora Le - Marstrandsregionen väster om Vänern samt den s k Bohusgraniten i norra Bohuslän, vilken tillhör de yngsta graniterna i det svenska urberget (ca 1 miljard år).

Smålands-, Värmlands- och Dalagraniterna. Inom ett stråk från nordöstra Värmland till sydöstra Småland utgörs större delen av berggrunden av intrusiva djupbergarter. Mestadels är dessa av granitisk sammansättning men även mer basiska led förekommer. Dessa graniter tillhör åldersmässigt de s k yngre graniterna (1.2 - 1.75 miljarder år).

Svekokareliska djupbergarter. Berggrunden inom stora delar av östra Svealand och Norrland består av mycket gamla intrusiva bergarter, huvudsakligen graniter och gnejsgraniter av svekokarelisk ålder (1.75 - 1.9 miljarder år). I denna grupp ingår även något yngre s k serorogena graniter, t ex Malingsbo-, Fellingsbro- och Revsundsgraniter.

Svekofenniska och karelska metasediment. Inom flera områden av det svenska urberget utgörs berget av äldre omvandlade sedimentära bergarter, s k metasediment. Dessa är ofta så kraftigt omvandlade att de kan betecknas som gnejser, t ex i Södermanland. Ursprungsmaterialet har här varit sandstenar och leriga sediment. Även i Norrland täcker metasediment stora områden såsom t ex sedimentgnejserna mellan Sundsvall och Skellefteå.

Svekofenniska metavulkaniter. Dessa bergarter består av vulkaniska bergarter som genomgått olika grad av metamorfos. I denna grupp ingår bl a leptitformationen i Bergslagen och Arvidsjaur- och Kirunaporfyreerna i övre Norrland.

Jotniska och subjotniska sedimentära och vulkaniska bergarter. Denna grupp, som har en ålder av ca 700-1750 miljoner år, består såväl av sedimentära bergarter, t ex Gävle- och Dalasandstenen som vulkaniska, t ex Öjediabasen i Dalarna.

2.2.2 Fjällkedjan

Den svenska fjällkedjan bildades för ca 400-600 miljoner år sedan och har en komplicerad uppbyggnad genom att stora bergartspartier s k skollor har förskjutits över varandra. Bergarterna utgörs huvudsakligen av sedimentära och metamorfa bergarter. Inom t ex norra Jämtland går dock det underliggande urberget i dagen i s k urbergsfönster.

Fjällkedjans södra och östra delar (mellersta och undre Kaledon) består till stor del av kalkstenar, kvartssiter och skifferar. I fjällkedjans nordliga och västra del (övre Kaledon) ingår även stora områden med grönstenar.

2.2.3 Fanerozoiska sedimentbergartsområden i mellersta och södra Sverige

De fanerozoiska sedimentbergartsområdena i mellersta och södra Sverige består dels av kambrosiluriska (395-570 miljoner år), dels av mesozoiska (65-225 miljoner år) bildningar. De kambrosiluriska bergarterna utgörs av sandstenar, ler- och alunskifferar samt kalkstenar (Gotland, Öland, Kalmarkusten, Siljansringen, Närkeslätten, Östgötaslätten, platåbergen i Västergötland samt delar av Skåne). De mesozoiska bergarterna finns huvudsakligen i Skåne och domineras av kritkalksten, sand- och lerstenar.

2.3 Bergartsindelning

I ovan givna beskrivning har endast mycket översiktligt huvuddragen av Sveriges berggrund berörts.

Vid den moderna berggrundsgelogiska kartläggningen som utförs vid Sveriges geologiska undersökning (SGU) används en långt noggrannare indelning av berggrunden. I bilaga 1 återges avsnitt om bergarternas indelning ur SGU:s skrift: "Metodik och bergartsindelning. Tillämpad vid berggrundskartering i södra och mellersta Sverige i skala 1:50 000". I bilagans avsnitt definieras även de viktigaste berggrundsgelogiska termerna.

I föreliggande arbete har SGU:s metodik legat till grund för den indelning av bergartsgrupper som här använts, se kapitel 4. Speciell vikt har därvid lagts vid bergarternas kvartshalt, eftersom denna i så hög grad bestämmer bergartens värmeledningsförmåga.

3 ALLMÄNT OM VÄRMEKONDUKTIVITET OCH SPECIFIK VÄRMEKAPACITET I BERG

Värme kan transporteras genom värmekonduktivitet (ledning), konvektion och strålning. I kristallint berg är konduktiviteten ($W/m^{\circ}C$) det helt dominerande transportsättet, medan värme i poröst berg även transporteras av naturlig och påtvingad konvektion i varierande grad. Vid höga temperaturer i poröst berg kan värme även transporteras av ångdiffusion.

Andra termiska storheter är värmediffusivitet (m^2/s) och specifik värmekapacitet ($J/kg,^{\circ}C$ eller $J/m^3,^{\circ}C$). Diffusivitet är ett mått på hur snabbt temperaturen utjämnas i en kropp medan den specifika värmekapaciteten visar hur mycket energi en kropp förmår lagra.

Sambandet mellan ovannämnda termiska storheter kan skrivas

$$\kappa = \lambda / \rho c$$

där κ = värmediffusivitet, m^2/s
 λ = värmekonduktivitet, $W/(m^{\circ}C)$
 c = specifik värmekapacitet, $J/(kg^{\circ}C)$
 ρ = densitet, kg/m^3
 $c_{vol} = \rho c$ = specifik värmekapacitet, $J/(m^3^{\circ}C)$

3.1 Faktorer som styr värmekonduktivitet och specifik värmekapacitet

Värmekonduktiviteten och specifika värmekapaciteten beror av en rad faktorer som mineralinnehåll, porositet, densitet, temperatur, struktur, kornfogning, sprickor m m.

För en kristallin bergart vid naturlig marktemperatur så kan de viktigaste faktorerna inskränkas till mineralinnehåll och struktur. För en homogen och isotrop bergart (i huvudsak magmatiska bergarter) kan även beroendet av strukturen försummas. Porositeten spelar dock en stor roll för många sedimentära bergarter.

Faktorerna ovan som har utelämnats är naturligtvis ej alltid oväsentliga. Är bergarten vattenmättad kan man emellertid vanligen bortse från inverkan av sprickighet.

Det är värmekonduktiviteten som varierar mest på grund av olika faktorer. Bergartens specifika värmekapacitet kan man ofta se som en ren summation av de olika beståndsdelarnas specifika värmekapaciteter. Dessa har i sig en liten spridning.

Beroende av mineralsammansättningen

Olika mineral har helt olika värmeöverförande egenskaper, vilket innebär att de värmeledande egenskaperna i en bergart beror av dess mineralsammansättning. I tabell 3.1 redovisas värmekonduktiviteten för några vanliga bergartsbildande mineral. I bilaga 3 finns en mer komplett förteckning. Som synes har kvarts 3-4 ggr högre värmekonduktivitet än andra vanliga mineral. Under antagandet att bergarten är isotrop och homogen kan värmekonduktiviteten beräknas utifrån mineralens värmekonduktivitet, vilket visas längre fram.

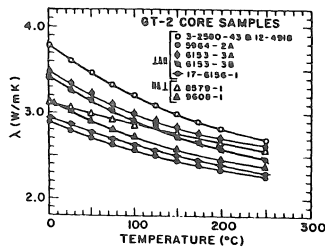
Tabell 3.1 — Konduktivitet för några mineral (Horai et al, 1971).

Mineral	Konduktivitet ($W/m^{\circ}C$)
Kvarts	7.7
Kalifältspat	2.5
Plagioklas (beror av anortithalt, se bil 3)	1.9
Biotit	2.0
Muskovit	2.3

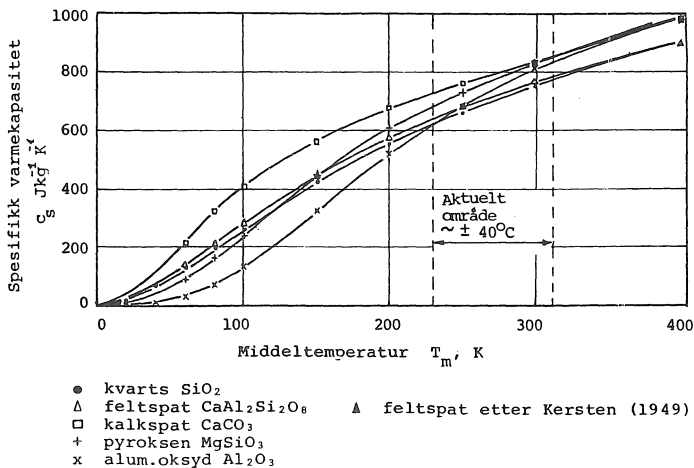
Temperaturberoende

De värmeöverförande egenskaperna för berg är temperaturberoende. Hur de varierar med temperaturen beror främst på mineralsammansättning och porositet.

Värmekapaciteten ökar med ökande temperatur. I figur 3.1-3.2 visas exempel på hur de värmeöverförande egenskaperna förändras med temperaturen. För en vattenmättad sedimentär bergart med hög porositet förändras de värmeöverförande egenskaperna kraftigt när frysning inträder. Detta beror på att värmekonduktiviteten för is är $2.1 \text{ W}/(\text{m}, ^\circ\text{C})$ medan den för vatten är 0.6 . Specifika värmekapaciteten halveras vid frysning och dessutom frigörs latent värme, se figur 6.3. I bilaga 3 redovisas specifika värmekapacitetens temperaturberoende för olika mineral.



Figur 3.1 Värmekonduktivitetsens temperaturberoende för en granodioritisk gnejs. (Sibbit et al, 1979).

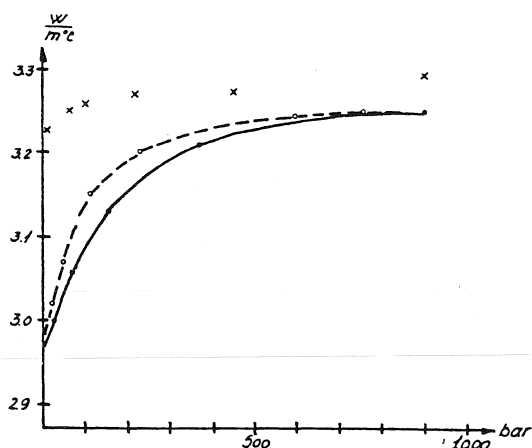


Figur 3.2 Specifika värmekapacitetens temperaturberoende för olika mineral. Figur ur Frivik & Johansen (1977), efter Landholt-Børnstein (1961).

Porositets-, tryck och fuktberoende

Porositeten hos en kristallin bergart är låg, endast någon procent. En stor del av porutrymmet består av mikrosprickor, vilka stängs under tryck. Varje öppen spricka, oavsett om den är fylld med luft eller vatten, fungerar som en barriär för värmeledet, då både luft ($0.024 \text{ W/m}^0\text{C}$) och vatten ($0.57 \text{ W/m}^0\text{C}$) är sämre ledare än bergmatrixen ($2-7 \text{ W/m}^0\text{C}$) självt. Påverkan torde dock vara liten om bergarten är vattenmättad.

Figur 3.3 visar att en vattenmättad bergart har ungefär samma värmekonduktivitet som en torr under högt tryck.



Figur 3.3 Uppmätt värmekonduktivitet för ett granitprov under axiellt tryck. Data för vattenmättat prov visas med kryss, medan tryckavhängigheten för ett torrt prov visas med prickar och cirkel beroende på stigande resp fallande tryck. (Walsh, 1966).

För porösa sedimentära bergarter kan man dock inte bortse från porositeten även om bergarten är vattenmättad. Dessutom kan struktureffekter i speciellt skiffrar uppkomma.

Strukturberoende

En bergart kallas isotrop om den har lika egenskaper i alla riktningar. Ett exempel på en sådan är granit. Har en bergart utsatts för ensidigt tryck så att mineralen parallellorienterats och/eller har den en lagringsstruktur så kallas den anisotrop. Exempel på sådana är många sedimentära bergarter samt gnejser.

Har en bergart olika värmekonduktivitet parallellt och vinkelrätt en parallellstruktur, kan värmekonduktiviteten, λ_ϕ , för en valfri vinkel, ϕ , beräknas. (Kappelmeyer & Haenel, 1974).

$$\lambda_\phi = \lambda_S \cdot \cos^2\phi + \lambda_P \cdot \sin^2\phi$$

där

λ_S = värmekonduktiviteten vinkelrätt parallellstrukturen

λ_P = värmekonduktiviteten parallellt parallellstrukturen

ϕ = vinkeln mellan en axel som är vinkelrät mot parallellstrukturen och den aktuella riktningen.

Skillnaden i värmekonduktivitet parallellt och vinkelrätt en parallellstruktur behöver inte alltid vara så stor. Enligt praktiska experiment som utförts på folierade gnejser och graniter var skillnaden mellan de två riktningarna liten eller obefintlig (Sibbit et al, 1979).

Detta kan förklaras med att det är sällan eller aldrig förekommande att olika mineral i en kristallin bergart ligger i helt olika band som har en oändlig utsträckning i längsled. I praktiken är det i stället så att utsträckningen av ett band i längsled inte behöver vara så stor. Eftersom värmen transporteras den lättaste vägen, behöver en parallellstruktur inte ha någon avgörande inverkan på värmekonduktiviteten om inte isolerande utdragna skikt uppstår. De ovan redovisade försöken är troligtvis gjorda på bergarter med inte alltför kraftig parallellorientering.

För att avgöra storleken av värmekonduktivitets anisotropi i ett bestämt fall, måste fältmätningar utföras (se kap. 3.2).

3.2 Metoder för värmekonduktivitetsbestämning

Vid praktiska försök för bestämning av termiska parametrar i berg kan man skilja mellan laboratoriemetoder och in-situ metoder samt mellan instationära och stationära metoder.

Vid stationärt tillstånd sker ingen temperaturförändring med tiden, varför endast konduktiviteten kan bestämmas, medan det med en instationär metod sker en förändring av temperaturen över ti-

den, varför möjlighet att även uppmäta diffusiviteten finns. Det sistnämnda är en fördel då man med kännedom om både konduktivitet och diffusivitet kan räkna ut den specifika värmekapaciteten för materialet ifråga. Skillnaden i specifik värmekapacitet mellan olika bergarter är dock liten.

I nedan redovisade tabell 3.2 har en uppräknig över vissa förekommande metoder gjorts tillsammans med deras speciella kännetecken. Den teoretiska beräkningsmetod som denna rapport delvis bygger på är benämnd modalanalys i tabellen.

Tabell 3.2 Metodöversikt

Metod	Värmeöverförande egenskaper som bestäms	Kommentar
Flersondsmetoden	Konduktivitet, diffusivitet	Instationär fält- och laboratoriemetod
En-sondsmetoden	Konduktivitet, diffusivitet*)	Instationär fält- och laboratoriemetod
"Divided-bar"-metoden	Konduktivitet	Stationär laboratoriemetod
THS-metoden	Konduktivitet, diffusivitet	Instationär laboratoriemetod
Modalanalys	Konduktivitet, spec. värmekapacitet	Beräkning på grundval av en bergarts mineralsammansättning.
Kalorimeter	Specifik värmekapacitet	Laboratoriemetod

*) Bestämning förutsätter god kontakt.

3.2.1 Mätmetoder

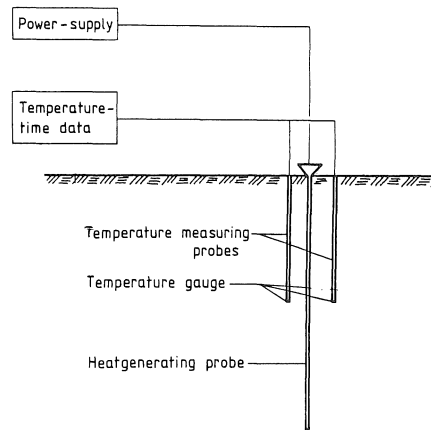
Sondmetoderna bygger på att en sond med värmspiral nedborras i berget. Temperaturen registreras mitt på värmesonden alternativt i ett separat borrar hål vid sidan av värmesonden. Temperaturök-

ningen registreras från och med den tidpunkt då värmesonden börjar generera värme. Värmeledningsförmågan kan sedan enkelt uträknas ur ett logaritmiskt samband, se figur 3.4.

THS-metoden bygger på ett likartat resonemang med den skillnaden att värmegenereringen och temperaturmätningen sker i en tunn metallfolie som pressas mellan två perfekt planslipade bergartsbitar. Teorin är dessutom mer komplicerad.

"Divided-bar"-metoden innebär att en stationär temperaturgradient genom en bergartsbit skapas, varpå temperaturskillnaden och värmeflödet mäts och värmeledningsförmågan uträknas enkelt.

I rapporten "Metoder för bestämning av värmeöverförande egenskaper i jord och berg" (Sundberg, 1980) finns en utförlig presentation av metoderna.



Figur 3.4 Sond-metod för värmeledningsförmågasbestämning. Om endast en värmegenererande sond med temperaturgivare används, benämns metoden en-sondsmetod. Om även separata temperatursonder används, benämns metoden flersondsmetod. Metoderna kan användas både i fält och i laboratorium.

3.2.2 Teoretiska beräkningsmetoder

Horai & Baldrige (1972b) diskuterar olika metoder för att beräkna bergets värmeledningsförmåga. Tre huvudmetoder beskrivs grundade på bergets:

- i) mineralfördelning
- ii) kemiska sammansättning
- iii) täthet och medelatomvikt.

Författarna konkluderar att metod i) är den som ger det bästa resultatet. Att metod i) ger goda resultat har även verifierats vid undersökningar vid Geologiska inst., CTH. (Se kap. 3.3 samt bilaga 4.) Då det dessutom vid SGU finns ett stort material av mineralfördelningsbestämningar av framför allt svenska urbergsbergarter har denna metod använts i detta arbete för att beräkna värmekonduktiviteten.

Mineralfördelningen hos de bergartsprover som tas i fält i samband med berggrundskarteringen vid SGU bestäms genom planimetrisk punkträkningsanalys av tunnslip (s k modalanalys). Detta innebär att man i mikroskop identifierar de olika mineralen i bergarten och genom ett speciellt förfarande bestämmer de olika mineralens volymfördelning. Med kännedom om de olika mineralens värmekonduktivitet kan sedan bergartens värmekonduktivitet beräknas enligt olika beräkningsmetoder.

Beräkningar har i detta arbete utförts på fyra olika sätt.

Antag att en bergart består av n mineral med volymandelarna v_i och värmekonduktiviteterna λ_i , där $i = 1, \dots, n$.

$$1. \quad \lambda_{HS} = \frac{1}{2}(\lambda_{\ddot{o}} + \lambda_n) \quad (3.1)$$

där

$$\lambda_{\ddot{o}} = \lambda_{\max} + \frac{A_{\max}}{(1 - \alpha_{\max} A_{\max})} \quad (\text{övre gräns för värme- konduktiviteten})$$

$$\lambda_n = \lambda_{\min} + \frac{A_{\min}}{(1 - \alpha_{\min} A_{\min})} \quad (\text{nedre gräns för värme- konduktiviteten})$$

$$\lambda_{\max} = \max(\lambda_1, \dots, \lambda_n)$$

$$\lambda_{\min} = \min(\lambda_1, \dots, \lambda_n)$$

$$\alpha_{\max} = (3 \lambda_{\max})^{-1}$$

$$\alpha_{\min} = (3 \lambda_{\min})^{-1}$$

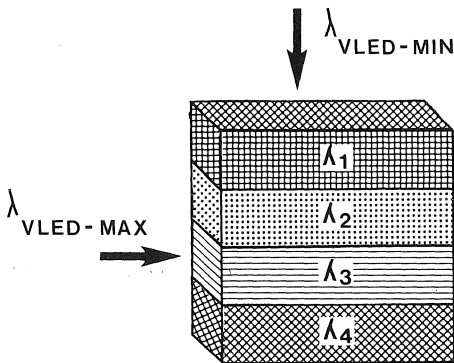
$$A_{\max} = \sum_{i(\lambda_i \neq \lambda_{\max})} v_i ((\lambda_i - \lambda_{\max})^{-1} + \alpha_{\max})^{-1}$$

$$A_{\min} = \sum_{i(\lambda_i \neq \lambda_{\min})} v_i ((\lambda_i - \lambda_{\min})^{-1} + \alpha_{\min})^{-1}$$

$$2. \quad \lambda_g = \pi \sum_i v_i \lambda_i \quad (3.2)$$

$$3. \quad \lambda_p = \sum_i v_i \lambda_i \quad (3.3)$$

$$4. \quad \lambda_s = (\sum_i v_i / \lambda_i)^{-1} \quad (3.4)$$



Figur 3.5 Åskådliggörande av harmoniskt och aritmetiskt medelvärde vid ett idealfall då mineralen ligger skiktade helt parallellt.

Ekv. (3.2) är det geometriska medelvärdet av de ingående mineralens värmeledningsförmåga med hänsyn tagen till deras volymandelar. (Π =produktsumma). Ekvationen har använts av Sass (1971) för bestämning av värmekonduktivitet på bergartsfragment.

Ekv. (3.3) är ett aritmetiskt medelvärde och beräknar bergartens värmekonduktivitet om man "parallellkopplar" mineralen, se figur 3.5. Denna metod ger en övre gräns för bergartens värmekonduktivitet ($\lambda_{vled - max}$ i figur 3.5).

Ekv. (3.4) är ett harmoniskt medelvärde och beräknar bergartens värmekonduktivitet om man "seriekopplar" mineralen, se figur 3.5. Denna metod ger en undre gräns för bergartens värmeledningsförmåga ($\lambda_{vled - min}$ i figur 3.5).

Ekv. (3.1) har utvecklats av Hashin & Shtrikman (1962) för flerfasmaterial och har tillämpats vid bestämning av värmekonduktivitet av Horai (1971) och Horai & Baldrige (1972).

De olika metoderna ger vanligen resultat som ordnar sig enligt

$$\lambda_s < \lambda_g < \lambda_{HS} < \lambda_p$$

Horai & Baldrige (1972b) har jämfört ekv. (3.1) med uppmätta värden och konkluderar att metoden ger ett tillfredsställande resultat men att beräkningarna ger en systematisk överskattning med storleksordningen 5% för vilken korrigering bör ske. En sådan korrigering har dock ej gjorts här, se vidare kapitel 3.3.

3.2.3 De teoretiska beräkningsmetodernas giltighet

Enligt Horai & Baldrige (1972b) kan värmekonduktiviteten hos en bergart beräknas utifrån mineralfördelningen om bergarten är makroskopiskt isotrop och homogen. Om bergarten är porös måste korrektion göras för porositeten.

Kravet på att bergarten skall vara makroskopiskt isotrop och homogen innebär att dimensionen karakteristisk för inhomogeniteten i berget, l , skall vara försumbar i förhållande till den skal-längd (L) över vilken man betraktar värmekonduktiviteten. Dvs

$L \gg l$. Om man som mått på inhomogeniteten använder l = kornstorleken, så skall alltså det prov man studerar ha en storlek d så att $d \gg l$.

För våra prover som utgörs av tunnslip av en storlek av ca 10x20 mm innebär detta att metoden är giltig för bergarter vars kornstorlek är avsevärt mindre än 10 mm.

För de flesta magmatiska bergarterna i Sverige gäller att kornstorleken är mindre än 3 mm (Ingemar Lundström, SGU, personlig kommunikation) och att metoden därför bör vara tillämplig. För vissa grovkorniga graniter och t ex porfyroblastiska bergarter (som innehåller spridda, mycket stora korn) kan metoden dock ej användas.

Den mineralogiska sammansättningen skiljer sig i regel ej mellan t ex finkorniga och grovkorniga graniter. Kornstorleken beror bara på hur snabbt eller långsamt som bergarten kristalliserats.

Om värmekonduktiviteten betraktas över en bergmassa avsevärt större än bergartens inhomogeniteter och tillräckligt många observationer finns, bör värmekonduktiviteten kunna beräknas utifrån mineralfördelningen även för grovkorniga eller på annat sätt inhomogena bergarter.

3.3 Överensstämmelse mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet

För att klarlägga hur god överensstämmelsen är mellan uppmätt och teoretiskt beräknad värmekonduktivitet har en sådan undersökning utförts.

Horai & Baldrige (1972b) utförde sådana jämförelser (tabell 3.3). Dessa har kompletterats med undersökningar gjorda vid Geologiska institutionen, CTH (tabell 3.4 och 3.5).

Tabellerna visar på en största genomsnittlig avvikelse mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet på max 10% i tabell 3.3. Horai och Baldrige för ett längre resonemang om orsakerna till

avvikelsen (se bilaga 4). Slutsatsen som Horai och Baldrige drar är att det finns ett systematiskt fel som gör att värmekonduktiviteten överskattas med 5% vid användandet av ekv. (3.1).

Tabell 3.3 Jämförelse mellan uppmätt och teoretiskt beräknad (ekv. 3.1) värmekonduktivitet enligt Horai & Baldrige (1972). Mätningarna har utförts i laboratorium med ensondsmetod på en blandning av pulvriserat berg och destillerat vatten. Mätvärdet har sedan räknats om till fast berg.

Bergart	$\lambda_{\text{mätt}}$	λ_{ber}	Referens
Syenit porfyr	2.27	2.11	Horai & Baldrige (1972)
Barre granit	2.84	3.16	"
Westerly granit	2.90	3.16	"
Stone Mountain granit	3.25	3.26	"
Kvarts monzonit porfyr	2.27	2.87	"
Anorthosite	1.76	1.68	"
Cumberlandite	2.77	3.36	"
Gabbro	2.00	1.92	"
Olivin gabbro	1.60	1.77	"
Olivin gabbro	2.04	2.29	"
Dunite	4.23	5.1	"
<hr/>			
m.v.	2.54	2.79	Avvikelse + 9.8%

Tabell 3.4 Jämförelse mellan uppmätt och beräknad (ekv. 3.1) värmekonduktivitet för några unga svenska graniter. Mätningarna har gjorts in situ med flersondsmetod. Mätningarna har ej utförts på exakt samma plats som bergartsprovet tagits. Dessutom har betydligt fler mätningar än beräkningar utförts.

Bergart	$\lambda_{\text{mätt}}$	N	λ_{ber}	N	Referens
Bohusgranit	3.39	19	3.33	5	Landström et al (1980)
Malingsbogrånit	3.54	28	3.50	5	Landström et al (1979)
Spinkemåla-Halen-granit	3.29	7	3.31	4	"-
<hr/>					
m.v.	3.42		3.39		Avvikelse -0.9%

Tabell 3.5 Jämförelse mellan uppmätt och beräknad (ekv. 3.1) värmekonduktivitet för några svenska bergarter. Mätningarna har utförts i laboratorium med THS-metod. Mätning och beräkningar har utförts på samma stuff.

Bergart	$\lambda_{\text{mätt}}$	λ_{ber}	dev.	Referens
(Gnejs)granit (3C)	3.98	4.19	- %	Denna undersökning
Hällflinta (4A)	5.52	5.27		"-
Dalasansten	4.67	4.73		"-
Ögongranit (2C)	3.72	3.26	-11.6%	"-
Glimmergnejs (1CB)	5.99	4.99		"-
"- (1CA)	5.36	5.07		"-
m.v.	4.87	4.58		Avvikelse: -6%

Tabell 3.6 Mineralsammansättning av uppmätta prover (se tabell 3.5). Prov 4A var mycket tät varför vissa mineral var svåra att identifiera. Prov 1CB och 1CA var kraftigt bandade varför stora lokala variationer förekom.

Bergart	Kvarts	Plag	Kfsp	Biotit	Klorit	Amfibol muskovit	Bergarts- fragment	Antal räkn. punkter
(Gnejs)granit (3C)	47	16	34	3	-	-	-	592
Hällflinta (4A)	49	5	-	-	21	25	-	ca 500
Dalasansten	49	4	25	-	12 även muskovit	-	10	ca 500
Ögongranit (2C)	24	19	50	7	-	-	-	599
Glimmergnejs (1CB)	59	5	30	6	-	-	-	ca 615
"- (1CA)	59	4	30	4	3	-	-	639

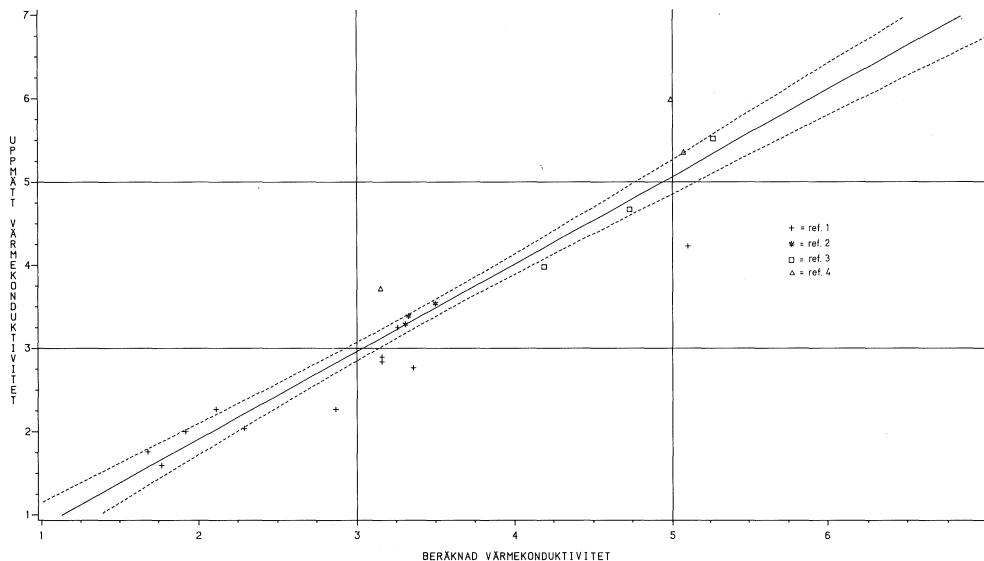
De mätningar och beräkningar som utförts vid Geologiska institutionen, CTH, visar dock på en god överensstämmelse. Undersökningen gjord på graniter enligt tabell 3.4 visar på en avvikelse på ca 1%. Observera dock att betydligt fler mätningar än beräkningar utförts samt att mätningen ej utförts på exakt samma plats som bergartsprovet tagits. De ovannämnda graniterna fyller kraven på maximal kornstorlek och isotropi enligt Horai & Baldrige (1972).

De undersökningar som utförts i detta arbete redovisas i tabell 3.5. De bergarter som är medtagna där är vanligen förekommande i Västmanlands län (undantaget Dalasandstenen) och vissa fyller inte alls kraven på isotropi. Exempelvis så är glimmergnejsen kraftigt bandad. Mellan de tre första, som kan betecknas som isotropa, är avvikelsen liten mellan uppmätta och beräknade värme-konduktiviteter. För de tre sista, som inte är isotropa, finns stor variation mellan uppmätta och beräknade värden. Det sistnämnda beror i stor utsträckning på var slipet är taget på det uppmätta provet.

Om medelvärdesbildning görs över samtliga prover i tabell 3.3, 3.4 och 3.5 fås förvånansvärt samstämmiga resultat, nämligen $\lambda_{\text{mätt}} = 3.39$ och $\lambda_{\text{ber}} = 3.40$. Om man undantar de tre sista i tabell 3.5 som inte fyller kravet på isotropi erhålls $\lambda_{\text{mätt}} = 3.21$ och $\lambda_{\text{ber}} = 3.30$, en avvikelse på 3%.

I figur 3.6 görs denna jämförelse grafiskt. Som synes erhålls i medel en mycket god överensstämmelse medan det för varje enskild observation kan förekomma avvikelse. Delvis beror detta på stora variationer i mineralsammansättning i mikroskalan då vissa är anisotropa. De övriga som avviker relativt kraftigt är från Horais undersökning. Ett par av dessa prover består endast av ett eller två mineral. Det är dunit (98.5% olivin) och cumberlandit (ca 50% olivin, ca 40% magnetit). Olivin är ett sådant mineral, som har varierande konduktivitet beroende på dess kemiska sammansättning. Pyroxen och plagioklas är andra. Vid höga halter av dessa mineral ställs höga krav på att känna till konduktiviteten för just den aktuella kemiska sammansättningen. Detta skulle eventuellt kunna vara en felkälla i Horais undersökning.

JÄMFÖRELSE MELLAN UPPMÄTTA OCH BERÄKNADE VÄRDEN



Figur 3.6 Jämförelse mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet på hela underlagsmaterialet. Den heldragna linjen är en regressionslinje på formen $y = a \cdot x + b$ och representerar medelvärdet av observationerna. Om medelavvikelsen mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet hade varit obefintlig skulle linjen gå igenom rutnätets knutpunkter. Som synes är detta nästan fallet. De streckade linjerna antyder ett 90%-igt konfidensintervall. En regression på formen $x = a \cdot y + b$ skulle ha varit mer konsistent eftersom störst vikt bör sättas vid de uppmätta värdena. En sådan regression visade på en något större avvikelse.

Ref 1: Horai & Baldrige (1972)

Ref 2: Landström et al (1979, 1980)

Varje punkt är ett medelvärde av flera observationer, se tabell 3.4.

Ref 3: Denna undersökning, isotropa bergarter

Ref 4: Denna undersökning, anisotropa bergarter

De teoretiska beräkningarna i tabell 3.5 är behäftade viss vissa svagheter. Plagioklas' (vanligt bergartsbildande mineral) värmekonduktivitet varierar med anortithalten (bilaga 3). Någon anortithaltsbestämning är dock ej gjord utan ett fixt värde är satt på värmekonduktiviteten för plagioklas. Denna kan anta både större och mindre värden. Plagioklashalten är i samtliga prover i

tabell 3.6 mindre än 20% och för de flesta mindre än 5%, varför ett eventuellt felaktigt värde på plagioklas endast får små konsekvenser för den totala värmekonduktiviteten.

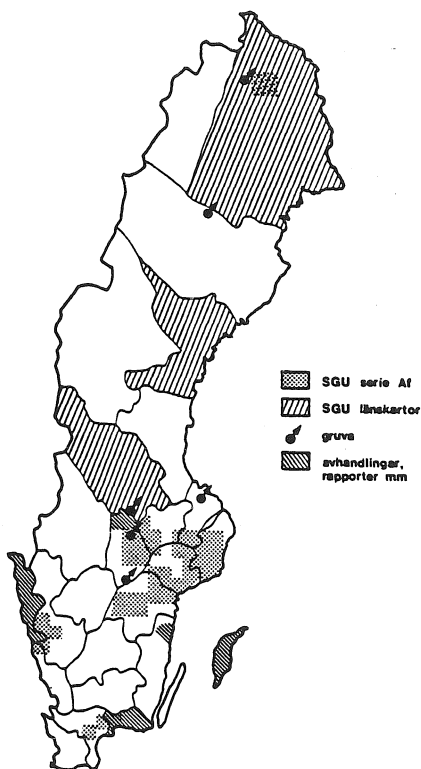
Även värmekonduktiviteten för olivin och pyroxen varierar med den kemiska sammansättningen. Ett visst systematiskt fel kan också föreligga i bestämningen av värmekonduktiviteter för de använda mineralen.

4 INSAMLING OCH KLASSIFICERING AV DATAMATERIALET

4.1 Tillvägagångssätt

Det datamaterial som denna rapport grundar sig på består dels av värmekonduktivitmätningar, dels av bergarters mineralfördelning. Använt underlagsmaterial framgår av bilaga 2 och figur 4.1.

Det mest omfattande materialet utgörs av uppgifter om bergarters mineralfördelning som finns redovisade i såväl SGU:s olika kartbladsserier som i diverse avhandlingar och rapporter. Uppgifterna om bergarternas mineralfördelning har lagrats i en mineraltabell i den databank vid SGU som har inrättats för detta ändamål.



Figur 4.1 Det huvudsakliga underlagsmaterialets geografiska utbredning. Vissa mätningar på sedimentära bergarter är ej medtagna. Sådana bergartstyper finns främst i Skåne (se även kapitel 6).

Materialets relevans för Sverige som helhet diskuteras i kapitel 6.

Värmekonduktiviteten har sedan beräknats enligt de fyra olika metoder som angivits i avsnitt 3.2.2 och resultaten har lagrats i en provtabell i samma databank. "Prov"-tabellen innehåller även uppgifter om provets referens, läge, bergart etc. Innehållet i databankens huvudtabeller "prov" och "mineral" framgår av tabell 4.1.

En mindre del av datamaterialet utgörs av uppmätta värmeledningsförmågor (ca 20%). Resultaten från sedimentära bergarter härrör nästan uteslutande från mätningar. I övrigt består detta material av mätningar på yngre graniter i mellersta och södra Sverige samt från mätningar i svenska gruvor. Dessa uppgifter har lagrats direkt in i "prov"-tabellen.

Tabell 4.1 Uppbyggnaden av SGU:s databank över svenska bergarters mineralinnehåll och värmekonduktivitet. (Mot-svarande finns även vid CTH.)

Tabell	Fält	Kommentar
PROV	SGU-PUBL	
	SIDA	
	PROVNR	
	LXN	
	TOP	Topografiska kartan
	X	x-koordinat
	Y	y-koordinat
	METOD	Beräknat eller uppmätt
	KLASSIF	Kristallint eller sedimentärt
	ÅLDER	Syn-, ser- eller postorogena graniter
	BERGART	Bergartskod (se tabell 4.2)
	VLED-TAL	Ber. värmekond. enl. ekv. (3.1), λ_{HS}
	VLED-G	" " " " (3.4), λ^g
	VLED-MAX	" " " " (3.2), λ^p
	VLED-MIN	" " " " (3.3), λ^s
	V-KAP	Beräknad specifik värmekapacitet
	V-KV	Ber. värmekond. med endast 2 faser, kvarts och övr. Används ej, se i.st. kap. 6.3.
MINERAL	SGU-PUBL	
	SIDA	
	PROVNR	
	MINERAL	
	VOLYMAND	

I tabellen "prov" har lagrats den bergartsbeteckning (ibland något förenklad) som har använts av berggrundsgeologerna. En klassificering av materialet i olika bergartsklasser har utförts. Denna klassning har utgått ifrån den metodik och bergartsindelning som används vid SGU:s Af-kartering, se bilaga 1, med speciell vikt vid bergarternas kvartshalt. Bergarterna har därvid grupperats enligt tabell 4.2.

Tabell 4.2 Klassning av bergarterna i databanken. (Ursprunglig bergartskod)

Kod	Bergarter
1	Kvartsrik granitoid
2	granit, gnejsgranit
3	granodiorit
4	tonalit
5	aplit, pegmatit
6	granitoider, ospecificerat
7	kvartsdiorit
8	syenit, monzonit, diorit, gabbro, diabas, anortosit, hyperit
9	porfyr
10	porfyrnit
11	ryolit, dacit
12	trakyt, latit, andesit, basalt
13	(äkta) kvartsit, >80% kvarts
14	övriga kvartsiter
15	omvandlade sediment: glimmerskiffer, fyllit, gråvacka, metaargellit m m
16	omvandlade sediment ospecificerat, sedimentgnejs
17	omvandlade basiska och intermediära bergarter: grönsten, amfibolit, metabasit m m
18	gnejs, ospecificerat
19	leptit, leptitgnejs, hälleflinta
21	lera, lersten
22	siltsten
23	sand, sandsten
24	kalksten, kritkalksten
25	dolomit
26	skiffer
27	märgelsten
28	anhydrit
29	salt

Den moderna bergartsnomenklaturen enligt IUGS 1973 och 1980 (se bilaga 1) har ej alltid strikt använts vid bergartsklassificeringen av respektive berggrundgeolog, naturligtvis speciellt vid äldre arbeten. Denna innebär att t ex en djupbergart med lägre kvartshalt än 20% ibland kan ha betecknats som granit, vilket den enligt modern nomenklatur inte är.

Vid klassning av materialet i ovanstående bergartsgrupper har, om det av mineralfördelningen framkommit att det givna bergartsnamnet ej står i överensstämmelse med modern nomenklatur (bilaga 1), uppgiften vanligen kodats enligt modern nomenklatur men bergartsnamnet behållits. Så kan t ex ett prov med beteckningen Filipstadsgranit ha lagts i grupp 7: kvartsdiorit på grund av låg kvartshalt.

Indelningen av materialet i bergartsgrupper enligt ovanstående modell har vissa brister. Den särskiljer på yt-, gång- och djupbergarter, trots likartad mineralsammansättning (värmekonduktivitet). Dessutom kan bergarter med olika mineralsammansättning hamna i samma grupp. Detta gör att skillnaderna mellan bergarterna i viss mån utsuddas och större standardavvikelser erhålls. För att studera detta har en modifierad bergartskod för magmatiska bergarter upprättats. Den innebär att en ny gruppering har utförts som i första hand grundar sig på mineralogisk sammansättning och i andra hand på bergartsnamn/ursprunglig bergartsgrupp. Varje grupp består av sammanhängande djup-, gång- och ytbergarter. "Modifierad bergartskod" redovisas i tabell 4.3.

Tabell 4.3 Modifierad bergartskod för magmatiska bergarter.

	<u>Djupbergart</u>	<u>Gångbergart</u>	<u>Ytbergart</u>
103	Granit	Pegmatit	Ryolit
104	Granodiorit	Pegmatit	Ryodacit
105	Tonalit	Pegmatit	Dacit
108	Kvartssyenit		Kvartstrakyt
109	Syenit		Trakyt
110	Kvartsmonzonit		Kvartslatit
111	Monzonit		Latit
112	Kvartsmonzodiorit		Andesit
113	Monzodiorit		Andesit
114	Kvartsdiorit		Andesit
115	Diorit	Diabas	Basalt
116	Gabbro	Diabas	Basalt
117	Peridotit, pyroxenit		

Båda grupperingssätten har sina för- och nackdelar. Indelningen i den ursprungliga bergartsgrupperingen betonar alltför starkt det av berggrundsgeologen givna bergartsnamnet och skiljer på yt- och

djupbergarter. Indelningen efter den modifierade bergartsgrupperingen är alltför strikt orienterad efter mineralsammansättningen och tar ej hänsyn till berggrundsgeologens bedömning.

4.2 Provens representativitet

Det största antalet värden på värmekonduktiviteten har beräknats från planimetriska punkträkningsanalyser av tunnslip, vilka alltså utgör mycket små prov av stora bergmassor. Tunnslipen är någon cm^2 i storlek. För t ex en bandad gnejs så medför detta att ett enstaka prov knappast är representativt för en större bergarts-massa. Ett flertal prov bör däremot ge ett relativt bra medelvärde. För en isotrop bergart som granit krävs därför färre prov än för en gnejs för att bilda medelvärden med samma standardavvikelse.

De uppmätta värdena kommer från större bergartsprover men fortfarande av mycket begränsad storlek. De redovisade resultaten återger härigenom egentligen medelvärden och spridning av värmekonduktiviteten hos små bergartsprover.

I de flesta fall när värmekonduktiviteten skall bestämmas i t ex energigeologiska sammanhang är det en betydligt större bergmassas värmekonduktivitet som är av intresse. Så påverkar t ex en bergvärmebrunn en bergmassa av i storleksordning $200\ 000\ \text{m}^3$. Det är denna bergmassas medelvärmekonduktivitet (med tonvikt på området närmast brunnen) som är en av de dimensionerande faktorerna för energi- och effektuttag ur bergvärmebrunnen.

Redovisade spridningar av värmekonduktiviteten för en bergart avser alltså egentligen spridningen hos de små bergartsprovets värmekonduktivitet, medan man oftast är intresserad av spridningen hos större bergvolymmer.

5 VAL AV STATISTISK METOD

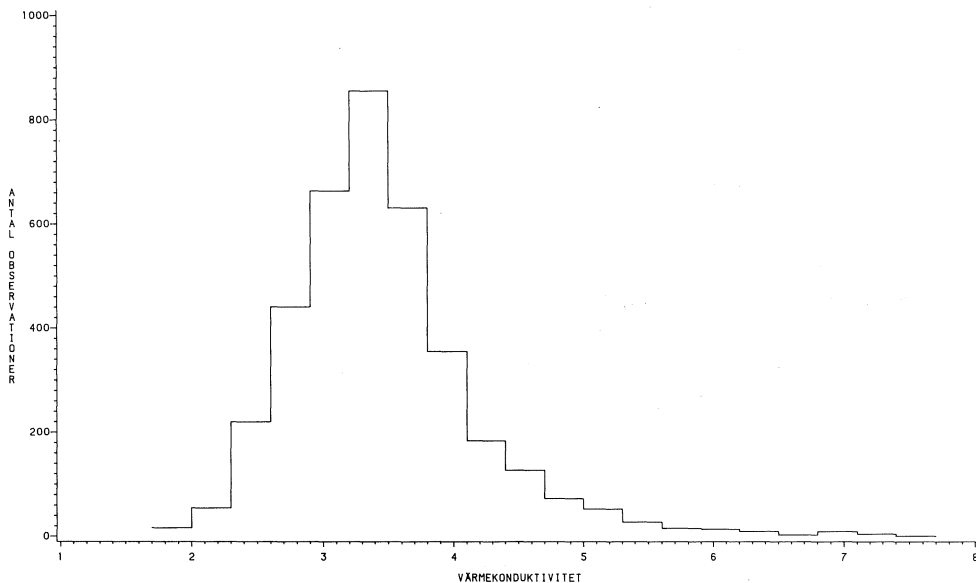
För att kunna uttala sig om vad man kan förvänta sig för värmekonduktiviteter i bergarter, vill vi göra en utsaga av typen: Minst $p\%$ av framtida observationer av viss bergart kommer att ha en omgivande bergmassa med värmekonduktiviteten i intervallet (a,b) . För att kunna göra sådana uttalanden bildar vi toleransintervall för värmekonduktiviteten. Vi har valt $p=90\%$ och har en konfidensgrad på 95% . Man tänker sig alltså att det finns konstanter a och b så att 90% av alla bergmassor har en konduktivitet i intervallet (a,b) . Problemet är nu att lagom underskatta a och lagom överskatta b så att 95% av de beräknade intervallen kommer att innehålla minst 90% av alla möjliga värmekonduktiviteter. Tolkningen av konfidensgraden är att om vi upprepar vår procedur och bildar ett stort antal intervall kommer 95% av dessa att vara korrekta (dvs minst 90% av värmekonduktiviteterna ligger i intervallen).

Vi har använt två olika metoder att bilda toleransintervall. Den ena bygger på att man antar normalfördelning, som visat sig approximativt gälla för logaritmen av värmekonduktiviteten i de flesta fall (lognormalfördelning). Den andra metoden antar endast att värmekonduktiviteten har en kontinuerlig fördelning (fördelningsfri metod). Detta är ett betydligt svagare antagande men kräver då i gengäld fler observationer. Med de krav vi har på våra toleransintervall är ett absolut minimalt krav 45 observationer för den senare metoden. Vi har testat om lognormalfördelning föreligger med Shapiro-Wilk statistika om antalet observationer underskrider 51 och med Kolmogorov D statistika om antalet observationer är större än 50. Testet har utförts med hjälp av programpaketet SAS, 1982 (SAS = Statistical Analysis System). Om testet förkastat lognormalfördelning, har toleransintervall bildats med den fördelningsfria metoden. För att kunna skapa toleransintervall har vi använt boken Statistical Tolerance Regims av Guttman (1970).

Man bör observera att mineralsammansättningen är bestämd ur mycket små delar av bergmassan. De intressanta bergvolymernas värmekonduktivitet kan betraktas som någon form av medelvärde av en mängd små bitars värmekonduktivitet och har därför en mindre va-

rians än den våra prover har. Detta gör att våra toleransintervall också blir större än om vi kunnat arbeta med de i praktiken rimliga volymerna.

FREKVENSFUNKTION FÖR KRISTALLINA BERGARTER



Figur 5.1 Frekvensfunktion för kristallina bergarters värme-konduktivitet, teoretiskt beräknad enligt ekv. (3.1) inkl uppmätta värden. Både normal- och log-normal-fördelning förkastas, varför en fördelningsfri metod får användas för att skapa ett toleransintervall.

6 RESULTAT AV VÄRMEKONDUKTIVITETSBESTÄMNINGAR

Värmekonduktiviteten har beräknats med de fyra tidigare beskrivna metoderna. Ekv. (3.1) har ansetts vara mest tillförlitlig, varför även uppmätta värmekonduktiviteter har lagts in under den metoden. Det geometriska medelvärdet, ekv. (3.2), ger något lägre värden (se bilaga 5) men är betydligt enklare att använda, varför denna ekvation bör kunna användas i praktiken vid ungefärliga bestämningar (se även kap. 6.3).

6.1 Landet i helhet

6.1.1 Kristallina bergarter

Medelvärden av värmekonduktivitet för "ursprunglig bergartskod" och "modifierad bergartskod" redovisas i tabell 6.1 resp 6.2, där även toleransintervall för respektive bergart redovisas. Om antagandet om log-normalfördelning ej uppfyllts och tillräckligt många observationer funnits, har parameterfri metod (se kapitel 5) använts. I övriga fall har antagits log-normalfördelning. I sådana fall med få observationer och speciellt då antagande om log-normalfördelning kan anses tveksamt bör resultaten användas med stor försiktighet. Speciellt gäller detta den ultrabasiska gruppen med peridotit m fl. Dessa bergarter består nästan uteslutande av basiska mineral som pyroxen, olivin m m. Både pyroxen och olivin är sådana vars värmekonduktivitet varierar med den kemiska sammansättningen. De förekommer också i samband med olika metallföreningar. Detta gör det svårt att bestämma dessa bergarters värmekonduktivitet i klump utan man kan med fördel bedöma varje bergart för sig. Dessbättre är de ultrabasiska bergarterna ovanliga. En fullständig redovisning av resultaten för de två statistiska metoderna redovisas i bilaga 5.

Som synes skiljer sig i de flesta fall medelvärden och toleransintervall endast i mindre grad åt mellan "ursprunglig" respektive "modifierad bergartskod". Tabellen med "ny bergartskod" är mer detaljerad vad avser intermediära och basiska bergarter varför båda tabellerna medtas. Där antalet observationer är lågt bör det undvikas att dra för långtgående slutsatser av resultaten.

Tabell 6.1 Medelvärden och standardavvikelse av bergarters värmekonduktivitet (W/m^0C) enligt ursprunglig bergartskod. I den högra kolumnen anges om antagandet om log-normalfördelning är uppfyllt.

Bergart	Antal obs	Medelvärde	Std. dev.	90% av fördelningen med konfidensgraden 95%		log-normal-fördelad
				större än ned. stående värde	Inom nedan- stående intervall	
Granit	848	3.47	0.380	2.95	2.85 - 4.15	Nej
Granodiorit	255	3.34	0.292	2.95	2.85 - 3.85	Ja
Tonalit	171	3.16	0.269	2.8	2.7 - 3.65	Ja
Aplit, pegmatit, m m	44	3.31	0.477	2.6	2.45 - 4.35	Ja
Kvartsdiorit	122	2.87	0.227	2.55	2.5 - 3.3	Ja
Syenit, diorit m m	188	2.67	0.305	2.25	2.15 - 3.25	Ja
Porfyr	95	3.55	0.463	2.75	2.65 - 4.5	(Ja)
Porfyrit	59	2.54	0.468	1.8	1.7 - 3.6	(Ja)
Ryolit, dacit	119	3.37	0.397	2.8	2.7 - 4.2	Ja
Trakyt, basalt m m	70	2.83	0.347	2.35	2.25 - 3.55	Ja
Kvartsit	32	6.62	0.628	5.5	5.35 - 8.1	(Ja)
"Övrig kvartsit"	272	4.65	0.681	3.75	3.55 - 6.0	Ja
Övriga omvandlade sediment	122	3.58	0.488	2.9	2.75 - 4.55	Ja
Omvandlade sediment, ospec	192	3.54	0.699	2.65	2.45 - 4.9	Ja
Omvandlade basiska bergarter	184	2.56	0.309	2.15	2.05 - 3.15	Ja
Gnejs, ospecificerat	227	3.47	0.465	2.85	2.7 - 4.4	Ja
Leptit, leptitgnejs m m	726	3.58	0.603	2.8	2.65 - 4.7	Ja

I figur 6.1 redovisas medelvärden och det värde som överskrids av 90% av fördelningen med konfidensgraden 95%. Det senare är för de större grupperna en sammanvägning av intervall för ursprunglig och modifierad bergartskod.

Den absoluta majoriteten av kristallina bergarter i Sverige är granit-granodiorit samt olika former av gnejser. Majoriteten av dessa grupper har en medelvärmekonduktivitet av ca $3.5 W/m^0C$ och en normalt lägsta nivå (90/95) av strax under $3 W/m^0C$.

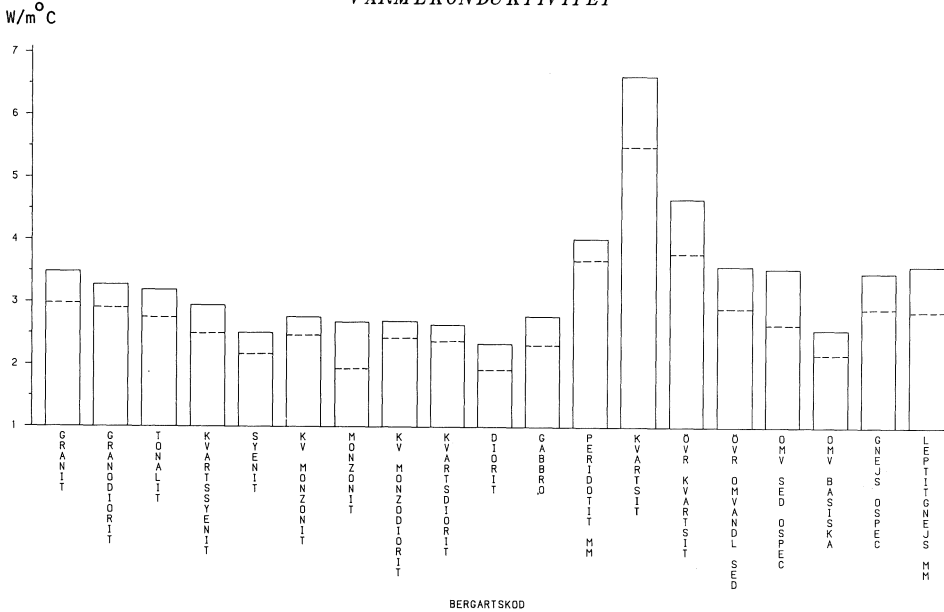
Tabell 6.2 Medelvärden och standardavvikelsen av bergartens värmekonduktivitet ($W/m^{\circ}C$) enligt modifierad bergartskod. I den högra kolumnen anges om antagandet om log-normalfördelning är uppfyllt.

Bergart	Antal obs	Medel- värde	Std. dev.	90% av fördelningen med konfidensgraden 95%		log-normal- fördelad
				större än ned. stående värde	inom nedan- stående intervall	
Granit - Ryolit	969	3.49	0.359	3.0	2.9 - 4.15	(Nej)
Granodiorit - Ryodacit	315	3.28	0.301	2.9	2.8 - 3.8	Ja
Tonalit - Dacit	332	3.19	0.395	2.75	2.7 - 4.0	Nej
Kvartssyenit - Kvarstrakyt	18	2.94	0.230	2.5	2.45 - 3.55	Ja
Syenit - Trakyt	41	2.51	0.216	2.15	2.1 - 2.95	Ja
Kvartsmonzonit - Kvarslatit	63	2.76	0.196	2.45	2.4 - 3.15	(Nej)
Monzonit - Latit	7	2.68	0.344	1.9	1.75 - 4.0	(Nej)
Kvartsmonzodiorit - Andesit	33	2.69	0.188	2.4	2.3 - 3.1	Ja
Kvartsdiorit - Andesit	50	2.64	0.183	2.35	2.3 - 3.0	(Ja)
Diorit - Andesit	58	2.34	0.346	1.85	1.75 - 3.1	Ja
Gabbro - Basalt	86	2.78	0.310	2.3	2.2 - 3.4	Ja
Peridotit, Pyroxenit	8	4.02	0.162	3.65	3.55 - 4.55	Ja

Medelvärdet för samtliga prover ur kristallina bergarter i data-materialet är 3.45. 90% av fördelningen är med 95% konfidensgrad större än 2.6 eller ligger inom intervallet 2.45-4.9. Detta har bestämts med parameterfri metod.

Om det undersökta materialet fördelar sig på liknande sätt i verkligheten bör det ovanstående medelvärdet vara representativt för den svenska berggrunden. Att så inte helt verkar vara fallet visas i figur 6.2. Proportionerna av och andelen mellan de två vanligaste bergarterna i Sverige, granit och gnejs, är felaktig. Emellertid ingår granodiorit och tonalit m m i namnet granit på den översiktliga geologiska kartan, varpå proportionerna blir bättre. Slutsatsen är att det redovisade medelvärder ändå är representativt för svenska kristallina bergarter, speciellt då medelvärdena för gnejs och granit är nära nog identiska.

VÄRMEKONDUKTIVITET

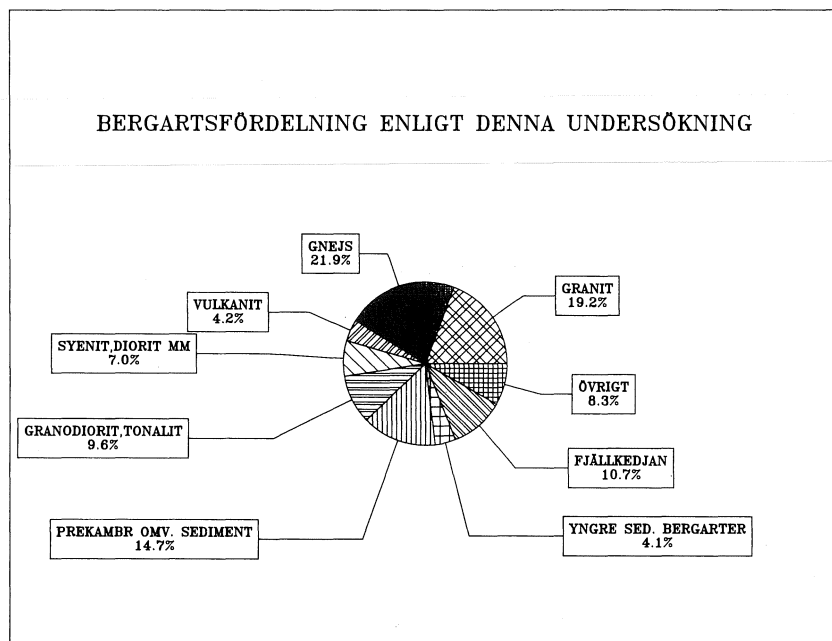
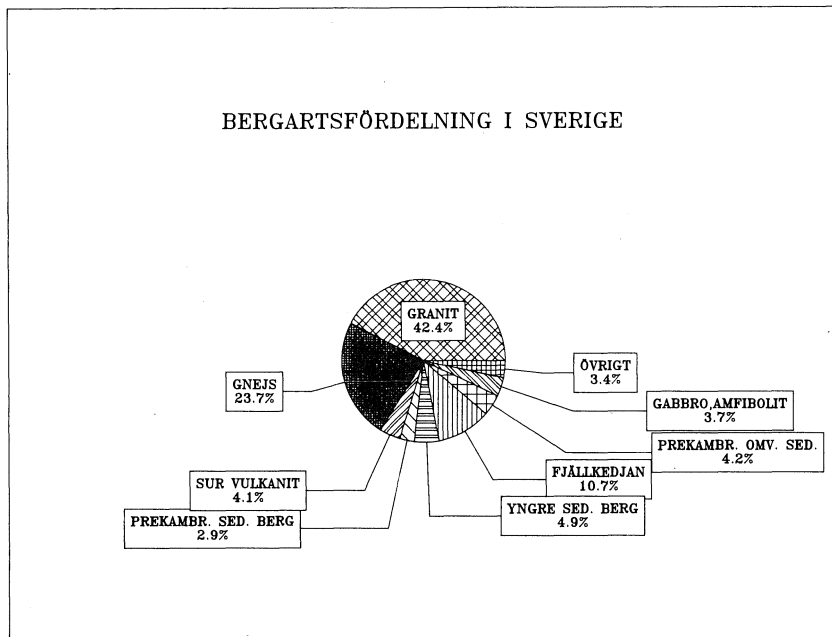


Figur 6.1 Medelvärde och ensidigt toleransintervall för olika bergarters värmekonduktivitet ($W/m^{\circ}C$). Stapeln avser medelvärde medan den streckade linjen antyder en normalt lägsta nivå (90/95) enligt tabell 6.2.

Specifik värmekapacitet har också framräknats ur mineralsammansättningen. Emellertid saknas värmekapaciteten för vissa vanliga mineral, varför en uppdelning på olika bergarter blir vanskelig att genomföra. Enligt Frivik & Johansen (1977) ligger emellertid medelvärdet för bergarter av granitiskt ursprung kring $730 J/(kg,^{\circ}C)$, vilket ungefär stämmer med de av oss framräknade värmekapaciteterna. Enligt andra källor har en granit ca $800 J/kg^{\circ}C$ i värmekapacitet, varför en viss osäkerhet kvarstår.

På grund av att basiska mineral ofta har en högre specifik värmekapacitet erhålls för sådana bergarter en specifik värmekapacitet som ligger ca 5-10% högre. Bergarter med mycket hög kvartshalt har ungefär värdet $700 J/(kg,^{\circ}C)$.

Den specifika värmekapaciteten för sedimentära bergarter redovisas i kapitel 6.1.2.



Figur 6.2 Bergartsfördelning i Sverige jämfört med bergartsfördelning i det undersökta materialet. Bergartsfördelningen i Sverige är bestämd planimetriskt med utgångspunkt från den översiktliga berggrundsgeologiska kartan över Sverige.

Densiteten kan sättas till 2600-2700 kg/m³ utom för basiska bergarter som har densitet upp till 2800 kg/m³.

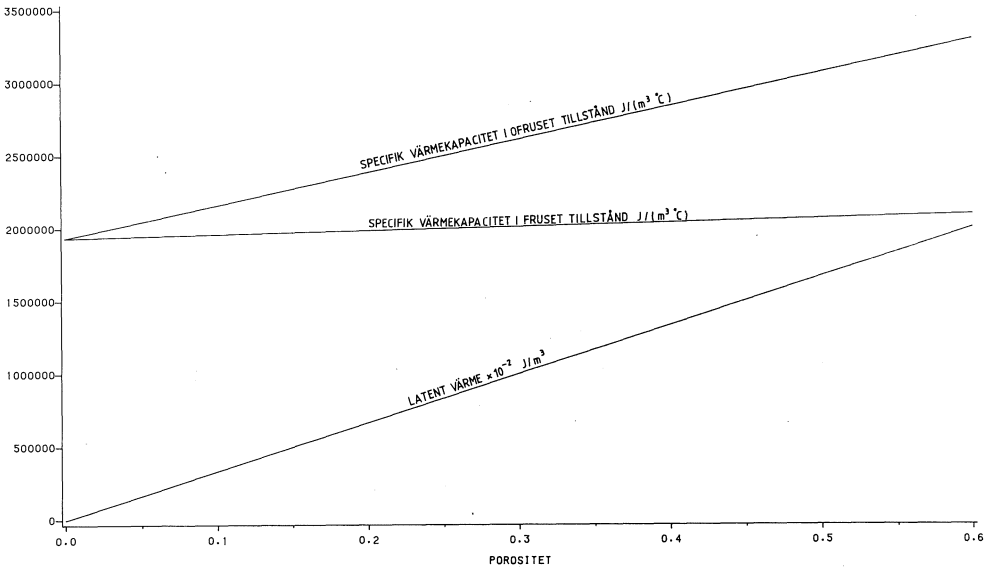
6.1.2 Sedimentära bergarter

Sedimentära bergarter redovisas separat på grund av att en viktig faktor för värmekonduktiviteten tillkommer, nämligen porositeten.

Majoriteten av nedan redovisade värmekonduktivitetsresultat härrör från en dansk undersökning angående geotermi (Balling et al, 1981). Eftersom Skånes mesozoiska sedimentära berggrund är av motsvarande ålder och typ som den danska bör resultaten från Danmark kunna överföras till Sverige på motsvarande bergarter. I övrigt består huvudsakligen den svenska sedimentära berggrunden av kambro-silur och vissa fall av prekambrium. Resultat från mätningar på kalksten av kambro-silurisk ålder finns redovisade i Poulsen et al (1981). Resultat från jotnisk sandsten härrör från egna undersökningar.

Den specifika värmekapaciteten och speciellt det latent värmets (isbildningsvärmets) är vanligen betydligt större för vattenmättade sedimentära bergarter än för kristallina. Detta beror på den ofta högre porositeten för sedimentära bergarter. I figur 6.3 redovisas specifik värmekapacitet och latent värme som funktion av porositeten under vattenmättnad.

SPECIFIK VÄRMEKAPACITET, LATENT VÄRME



Figur 6.3. Specifik värmekapacitet, $J/m^3 \text{ } ^\circ\text{C}$, och latent värme, J/m^3 , för vattenmättade bergarter med olika porositet. Antagen korndensitet är 2650 kg/m^3 och antagen specifik värmekapacitet för mineralkornen är $730 \text{ J/(kg, } ^\circ\text{C)}$. Observera multiplikationsfaktorn för latent värme. 10^2 ex vid en porositet av ca 28% erhålles $1 \cdot 10^8 \text{ J/m}^3$ i latent värme.

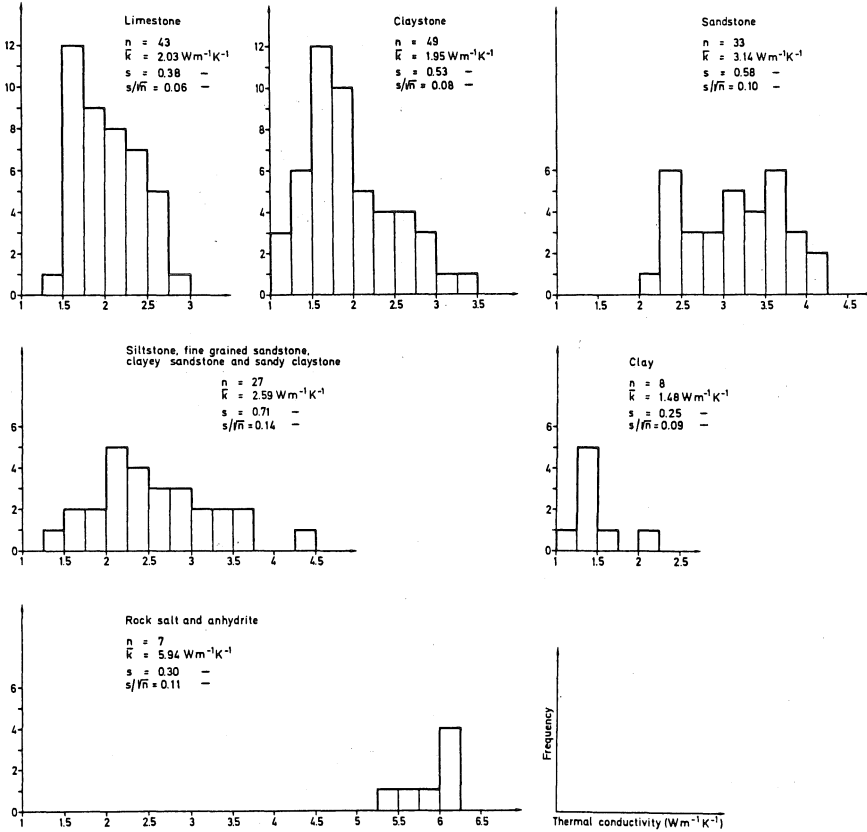
Mesozoiska sedimentära bergarter

Delar av Skånes berggrund består av mesozoiska sediment. Se kapitel 2 för översiktlig utbredning och uppbyggnad.

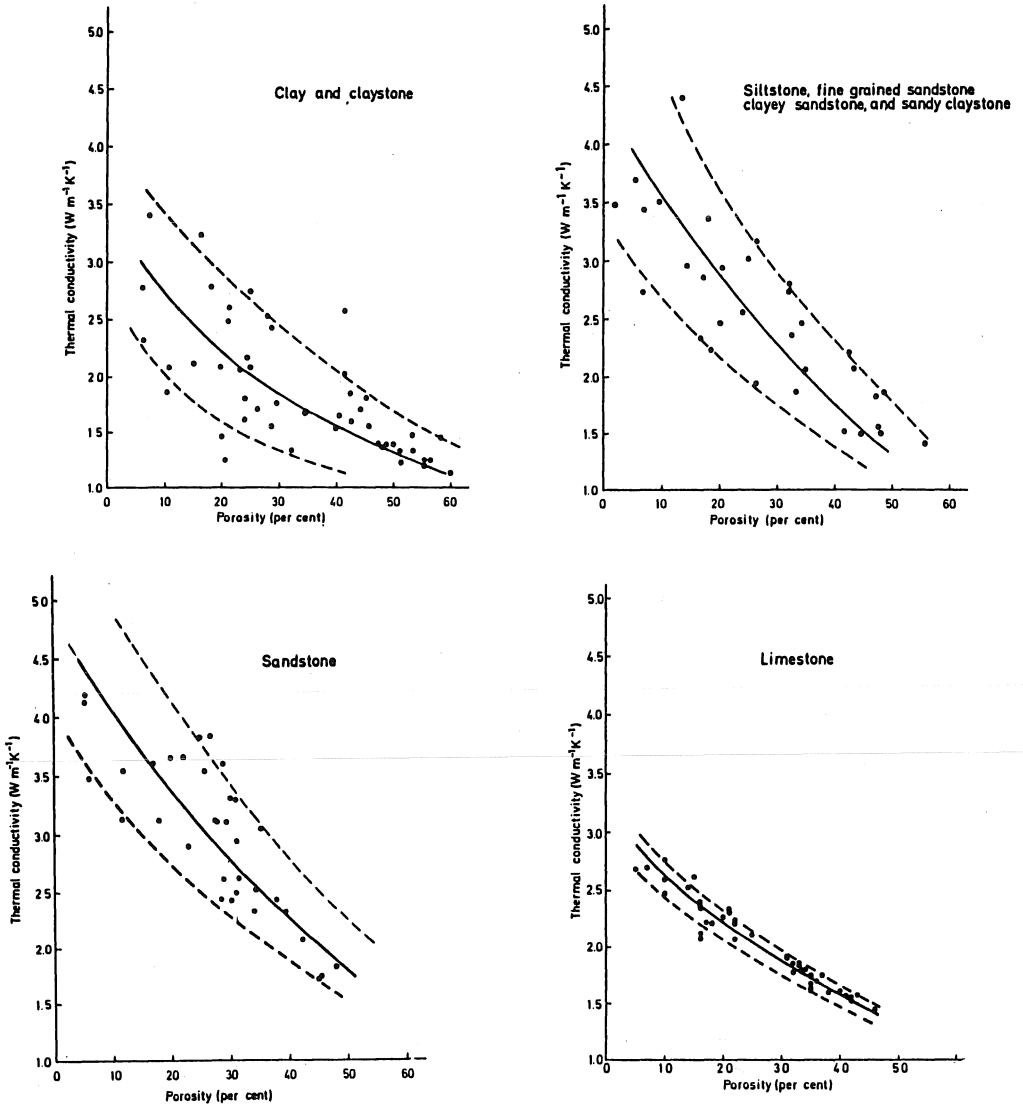
I figur 6.4 redovisas frekvensdiagram över bl a kalksten, lersten/lerskiffer, siltsten och sandsten. Ler- och kalksten erhåller de lägsta medelvärdena och sandsten det högsta. Inom varje grupp är spridningen dock relativt stor. Detta beror främst på skillnader i struktur/porositet och mineralogi.

I figur 6.5 tas hänsyn till porositeten, som är den mest betydande faktorn. Kalksten har där den lägsta spridningen, vilket beror på att den är en monomineralisk bergart som är förhållandevis isotrop. Lersten/lerskiffer består huvudsakligen av mineral med relativt låg värmekonduktivitet och spridningen är därför troligtvis strukturellt betingad (anisotropi). För siltsten och

sandsten orsakar den varierande mineralsammansättningen tillsammans med anisotropi att värmekonduktiviteten varierar avsevärt för en och samma porositet.



Figur 6.4 Frekvensdiagram över värmekonduktivitet för olika vattenmättade mesozoiska bergarter. (Ur Balling et al, 1981.)



Figur 6.5 Värmeledning som funktion av porositet för olika vattenmättade mesozoiska bergarter. (Ur Balting et al, 1981.)

Kambrosiluriska sedimentära bergarter

Dessa förekommer i huvudsak i Skåne samt på Öland och Gotland. Vissa mindre områden förekommer även i Mellansverige samt i Jämtland. I tabell 6.3 redovisas mätningar i silurisk kalksten från

Gotland. För övrig kambro-silur såsom sandsten och skiffer får figur 6.5 användas. Porositeten i själva sedimentet av kambro-silurisk ålder kan uppskattas till ca 5%. Lokala variationer i mineral sammansättning och porositet kan dock förekomma.

Tabell 6.3 Värmekonduktivitet för vattenmättad silurisk kalksten. (Efter Paulsen et al, 1981)

Densitet (kg/m ³)	Porositet	λ (W/m ⁰ C)
2656	0.026	3.18
2630	0.036	3.10
2667	0.018	3.14
2689	0.010	3.34
2686	0.020	3.19
2646	0.035	3.05
2633	0.052	2.75
2571	0.092	2.52
2623	0.048	2.76
2662	0.018	3.30
2618	0.037	3.21
2521	0.108	2.78
2616	0.052	2.94
2647	0.029	3.12
2663	0.013	3.32
m.v.	0.040	m.v. 3.05
std	0.028	std 0.25

Pre-kambriska sedimentära bergarter

Det finns en relativt stor mängd sedimentära pre-kambriska bildningar i Sverige. De flesta av dessa är av relativt blygsam areell omfattning. För dessa kan figur 6.4 användas men med låg porositet. Ett undantag finns dock. Det är dalasandstenen (jotnisk sandsten) från vilken ett antal mineralogiska undersökningar gjorts. Medelvärden av dess värmekonduktivitet, framräknade för dessa 10 observationer, är 6.1 W/(m⁰C) med en standardavvikelse

av 0.75. Relativt stora lokala variationer kan förekomma. Det ovanstående medelvärde är ej korrigerat för porositet. Om 5% porositet antas erhålles en reducering av värdet med drygt 10%.

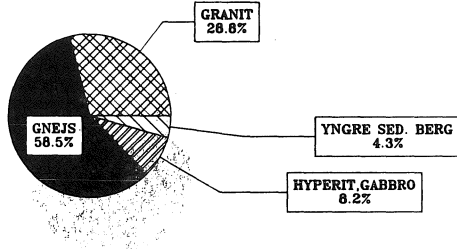
6.2 Länsvis

Nedan redovisas länsvis medelvärden av värmekonduktivitet och areal-fördelning för olika bergartsgrupper. Om mindre än 5 observationer förekommit för en bergartsgrupp har resultatet ej medtagits. På grund av att antalet observationer vanligen är lågt så har ej några försök gjorts att skapa toleransintervall. Värdena bör användas med försiktighet om få observationer förekommer. Antal observationer framgår av siffran längst ner i varje stapel. Ursprunglig bergartskod används då den för de större grupperna bäst ansluter till den geologiska kartorna. I bilaga 5 finns en fullständig tabell över ursprunglig bergartskod med medelvärde och standarddeviation medtagna. Endast kristallin berggrund är medtagen. För områden med sedimentär berggrund har ej någon länsvis indelning gjorts utan hänvisning sker till kapitel 6.1.2.

Det bör påpekas att redovisade medelvärden och standarddeviationer är grundade på alla värden för respektive bergart inom ett län. I många fall kan dock en bergart inom ett län ytterligare delas in i undergrupper med sinsemellan olika mineralfördelning och därigenom olika värmekonduktivitet. Uppgifter om noggrannare indelning i bergarter kan främst erhållas ur beskrivningarna till SGU:s berggrundsgeologiska kartor i skala 1:50 000, serie Af. Genom att studera dessa beskrivningar är det ibland möjligt att erhålla en något bättre uppskattning av den lokala bergartens värmekonduktivitet.

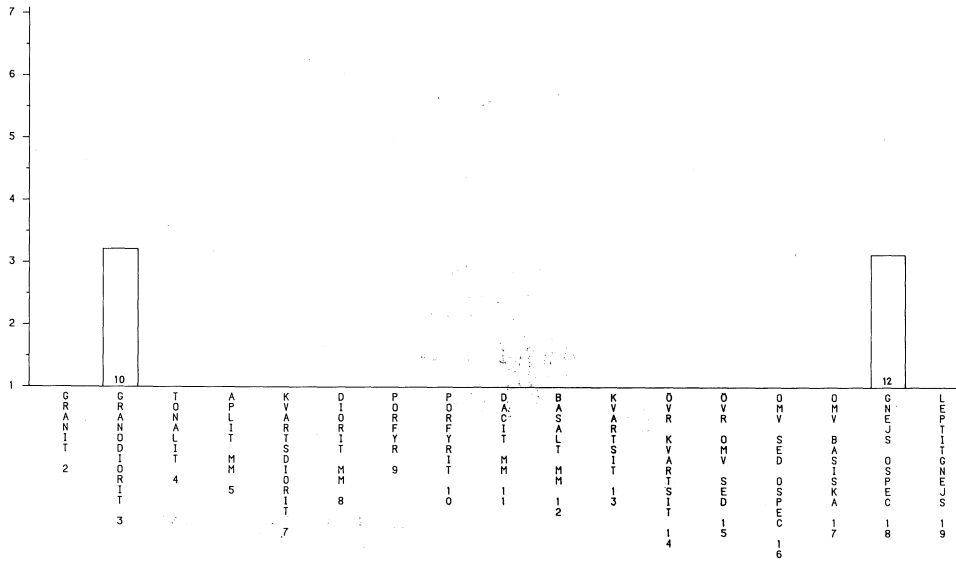
Länsvis redovisning av värmekonduktivitet, se nästa och följande sidor.

BLEKINGE LÄN K

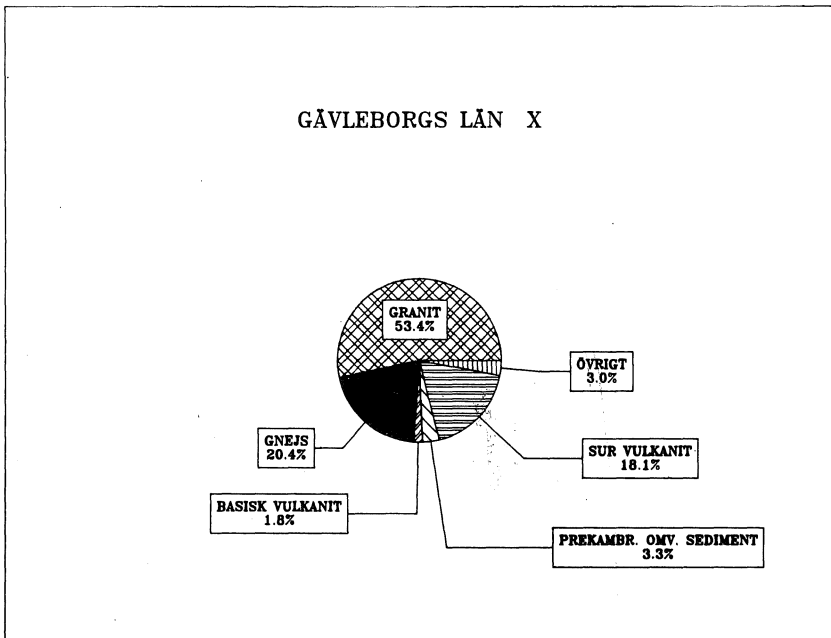
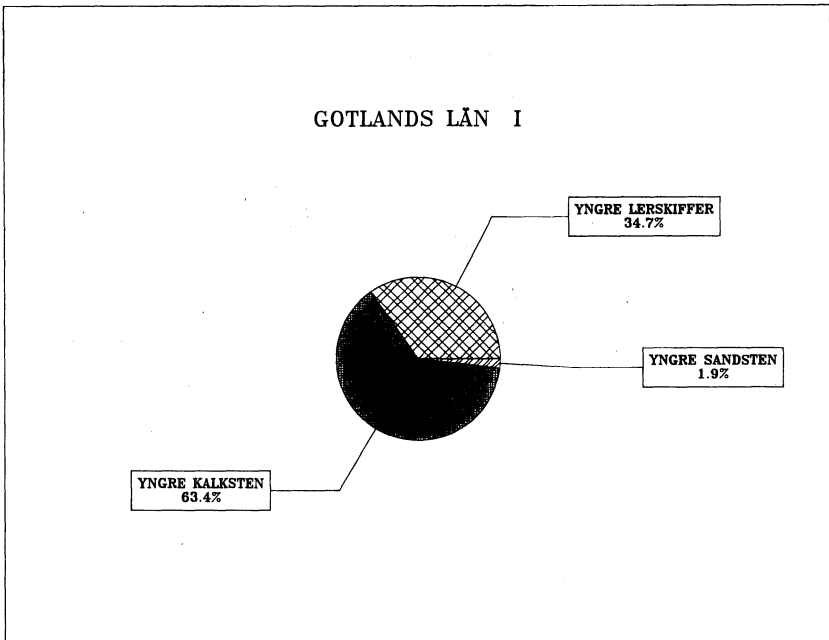


VÄRMEKONDUKTIVITET
LÄN=K

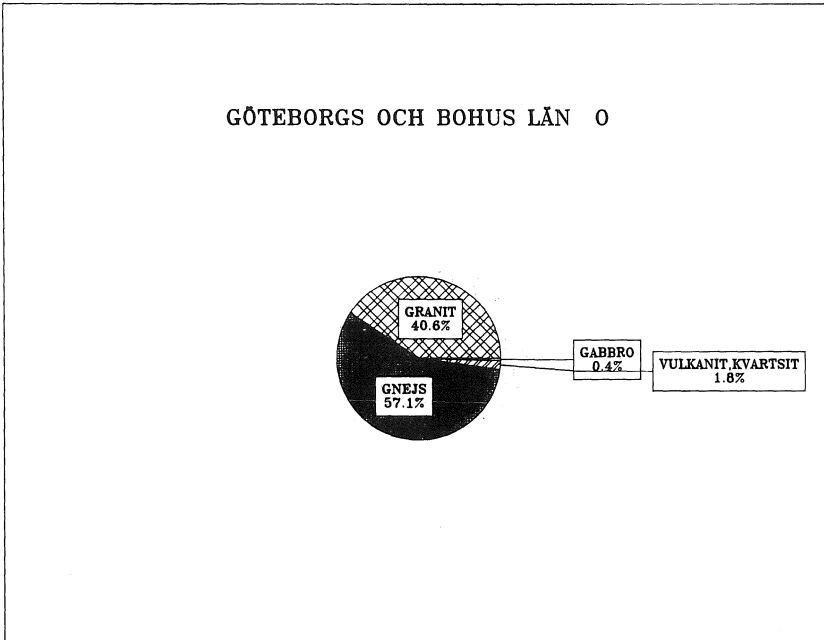
W/m°C



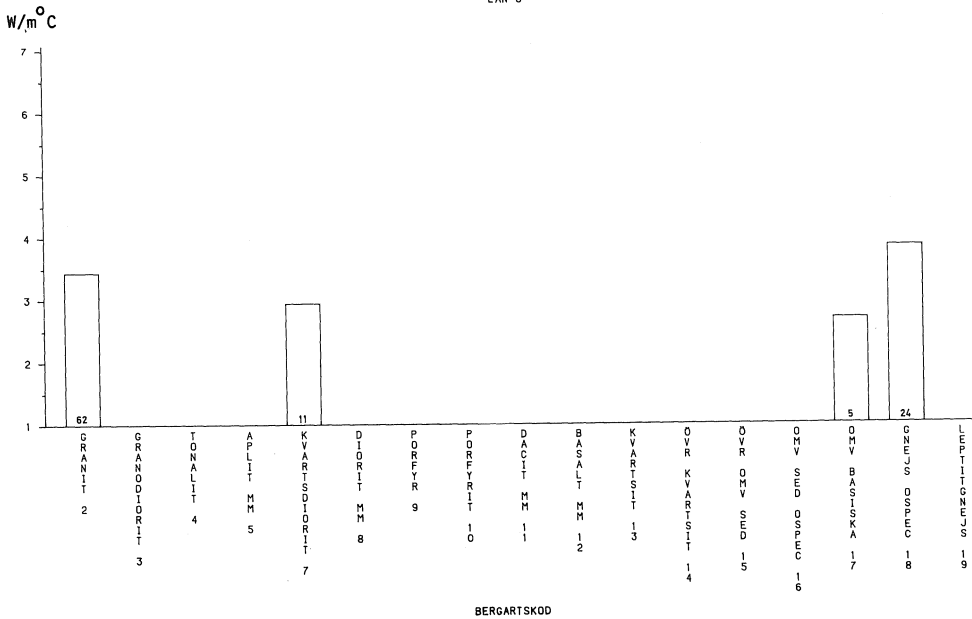
BERGARTSKOD

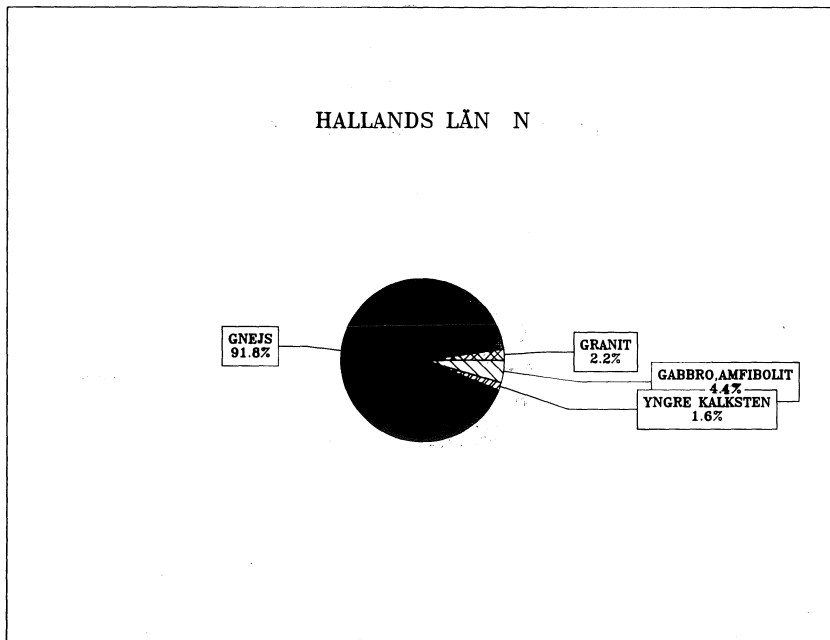


GÖTEBORGS OCH BOHUS LÄN 0



VÄRMEKONDUKTIVITET
LÄN=0

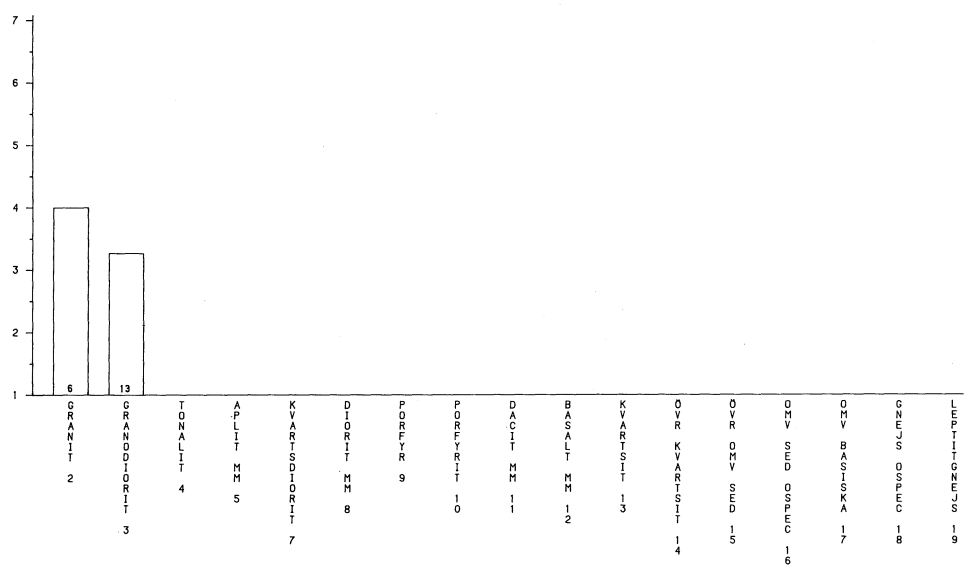




VÄRMEKONDUKTIVITET

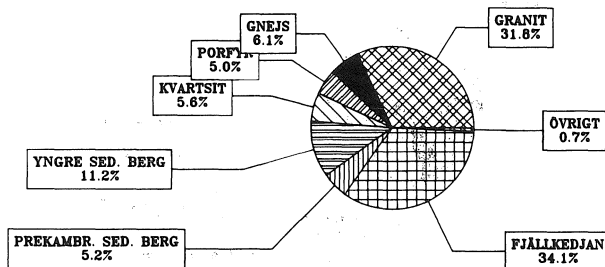
LÄN=N

W/m°C

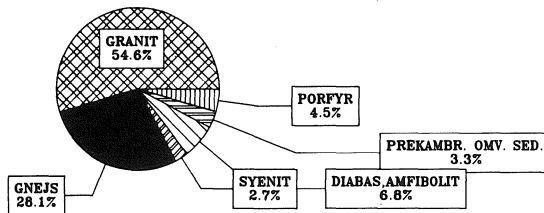


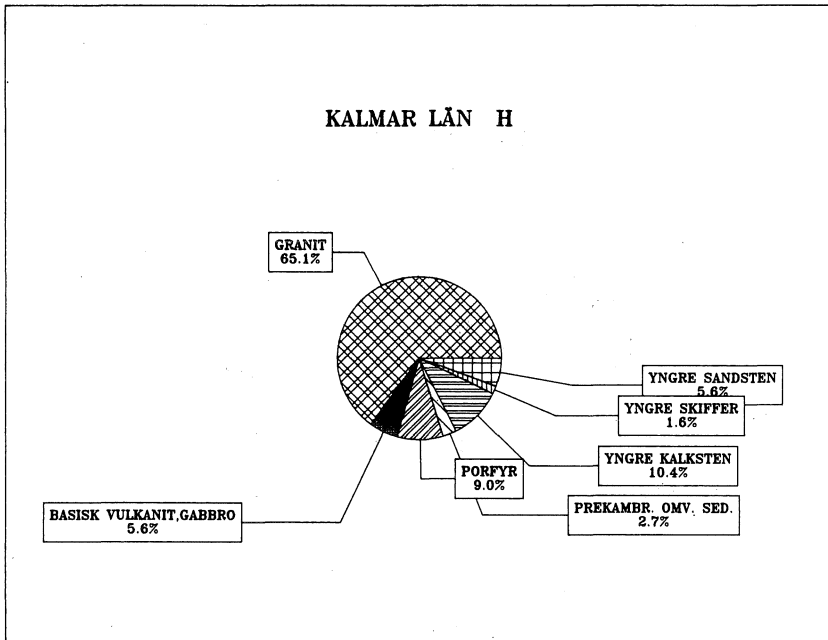
BERGARTSKOD

JÄMTLANDS LÄN Z

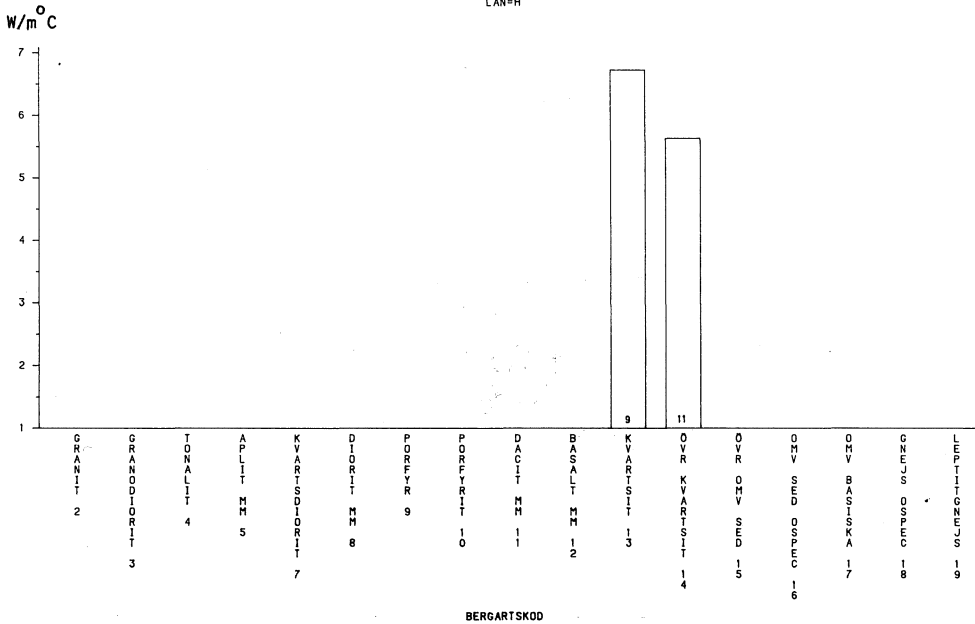


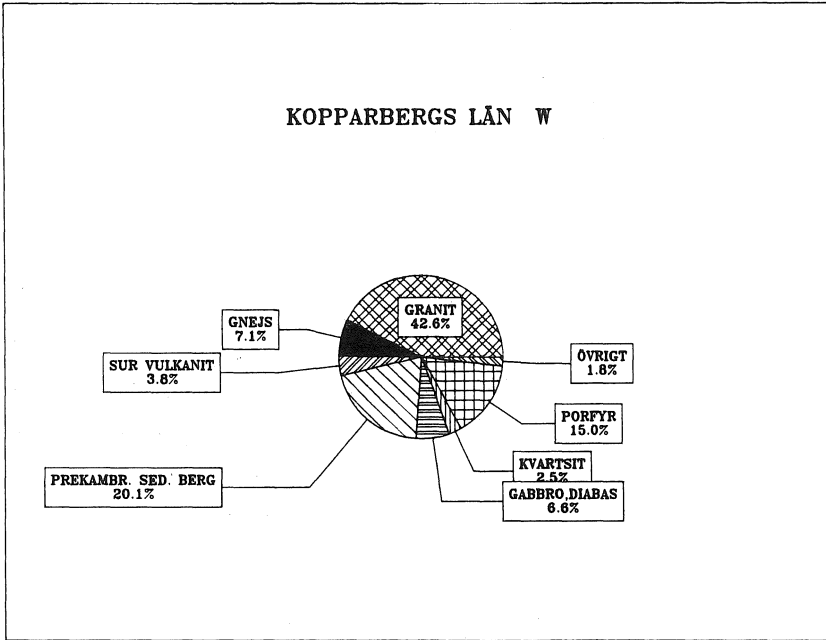
JÖNKÖPINGS LÄN F





VÄRMEKONDUKTIVITET LÄN+H

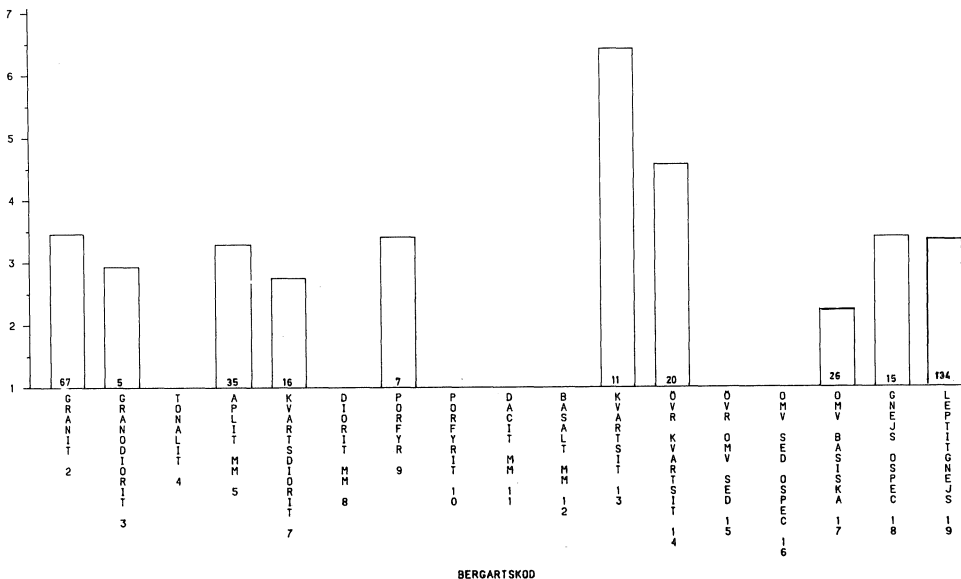


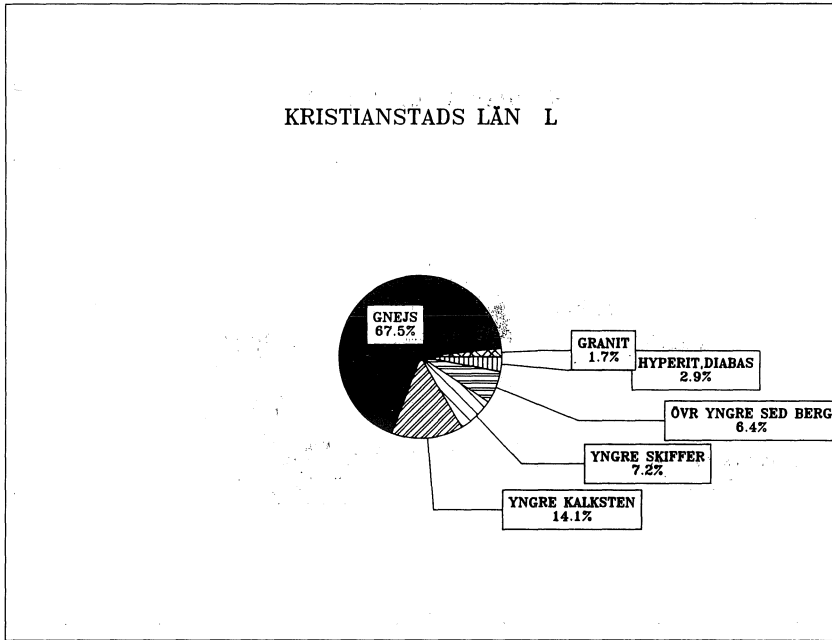


VÄRMEKONDUKTIVITET

LÄN=W

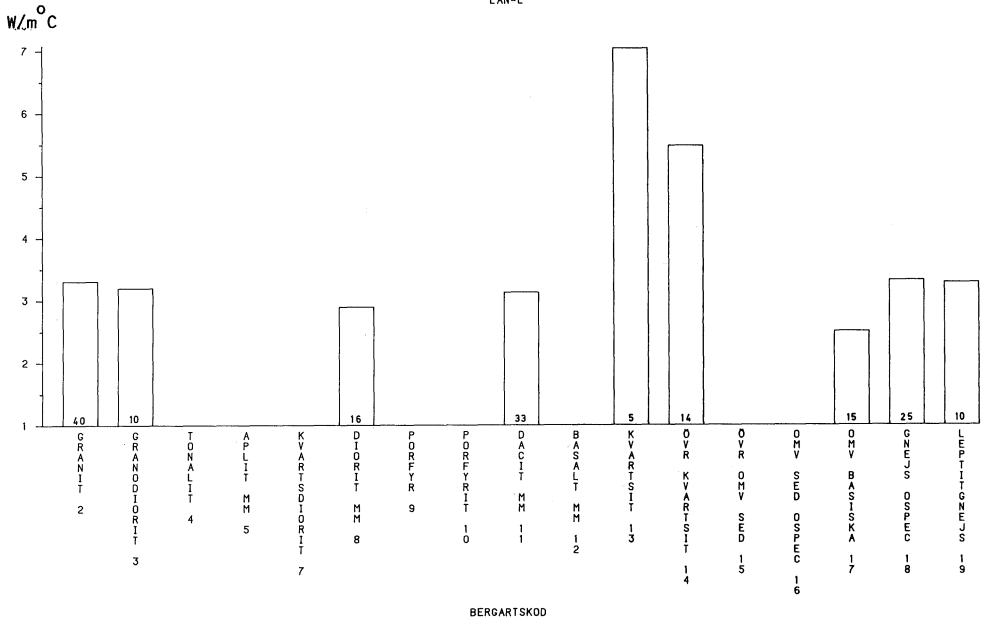
W/m C



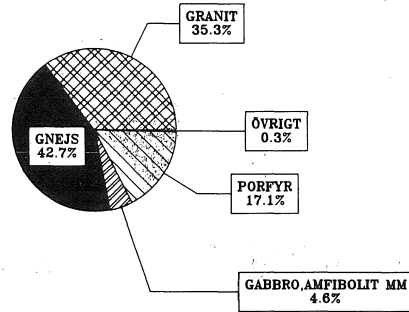


VÄRMEKONDUKTIVITET

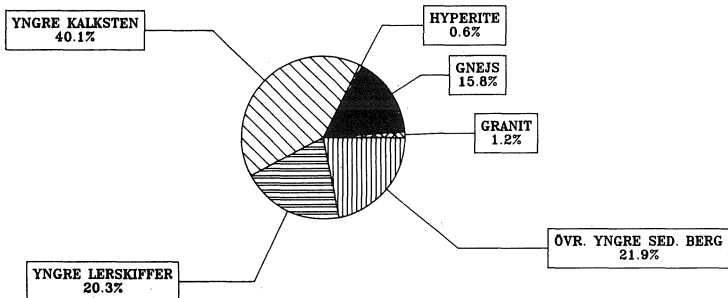
LÄN=L

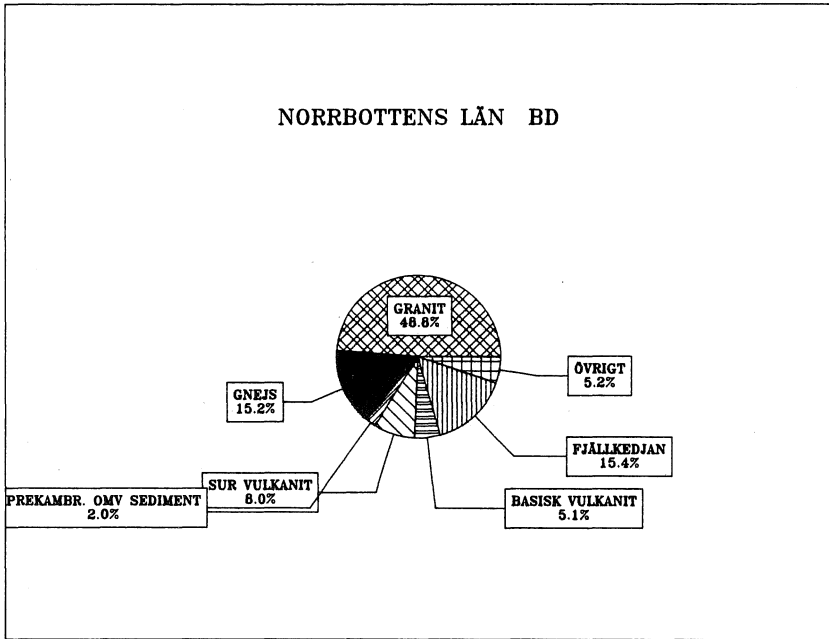


KRONOBERGS LÄN G



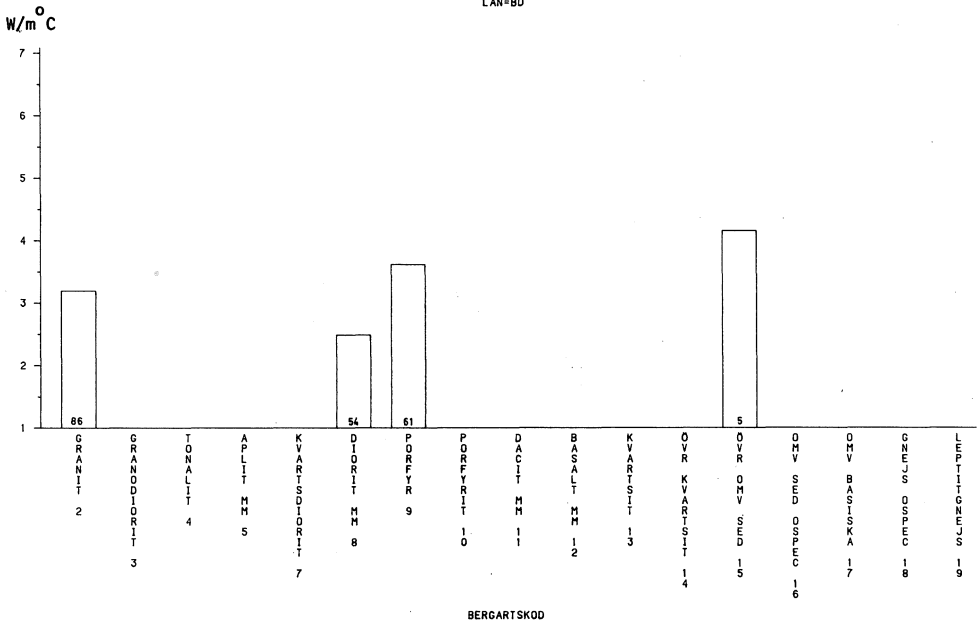
MALMÖHUS LÄN M

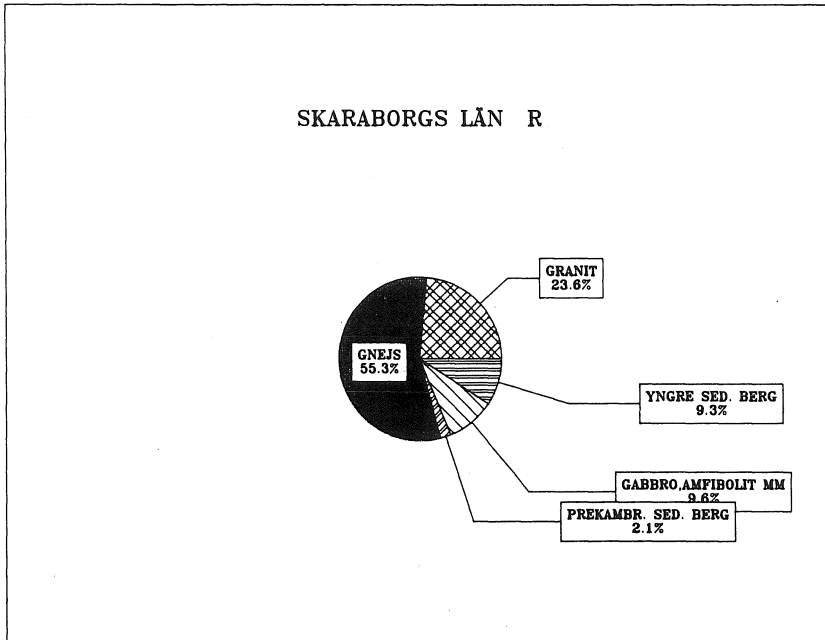




VÄRMEKONDUKTIVITET

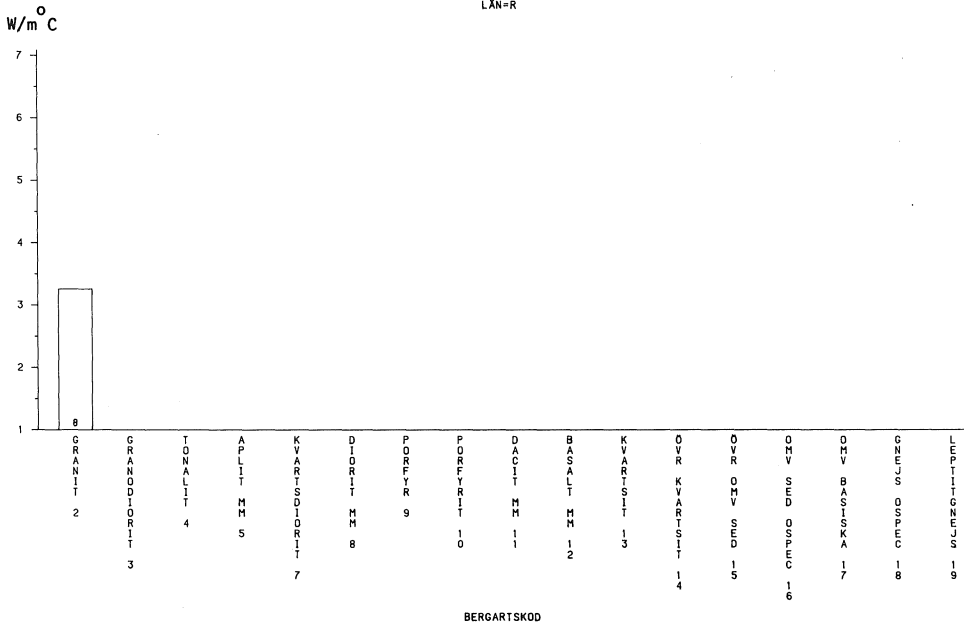
LAN=BD

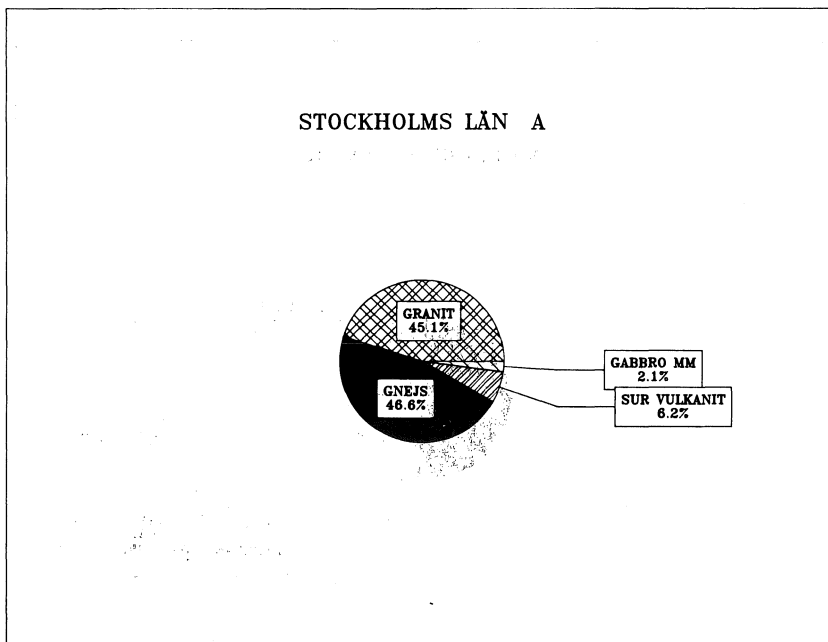




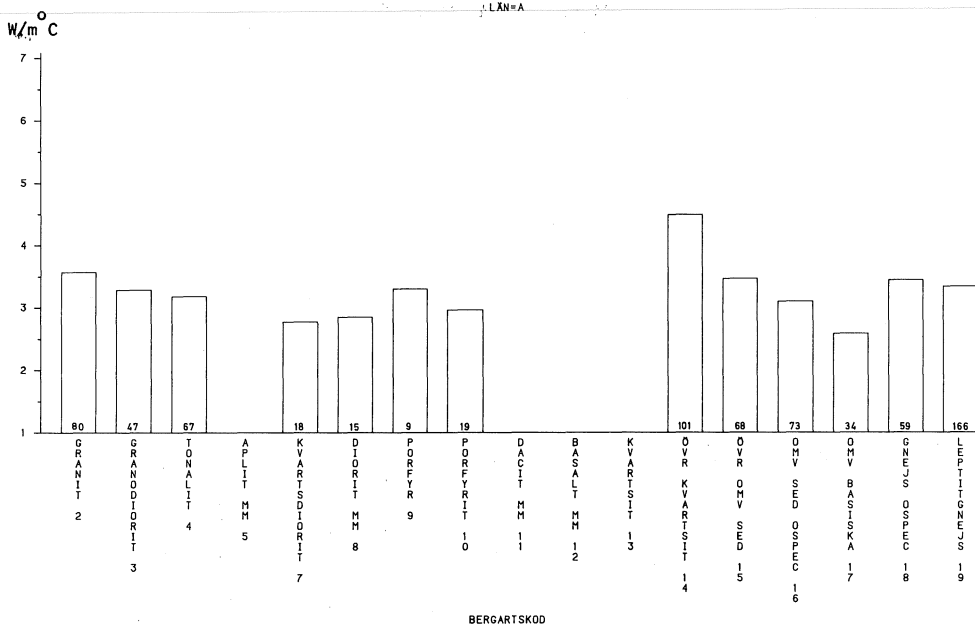
VÄRMEKONDUKTIVITET

LÄN-R

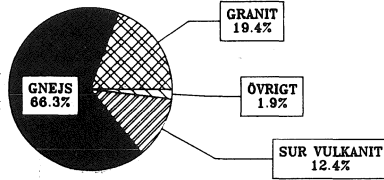




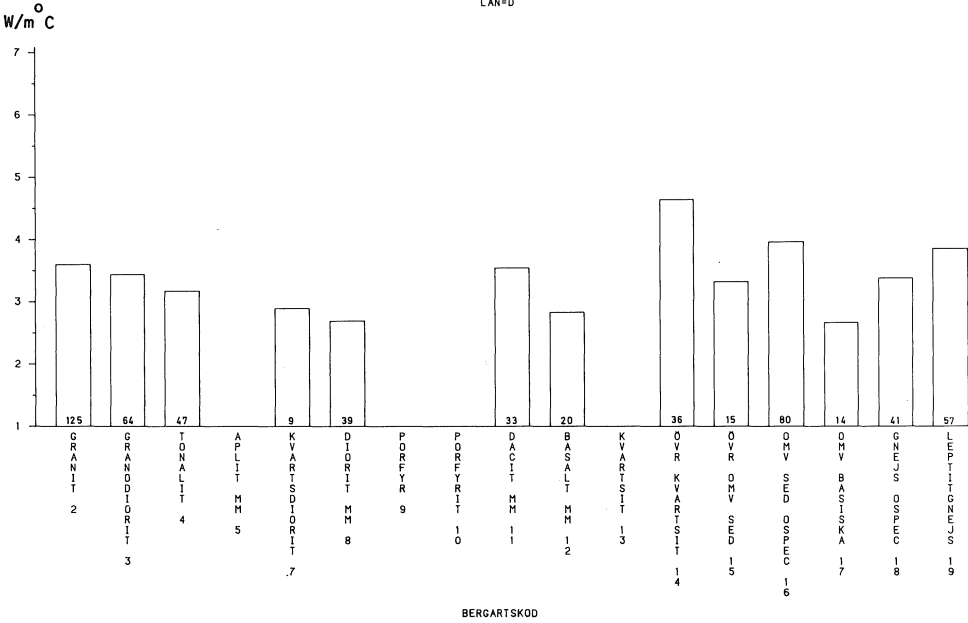
VÄRMEKONDUKTIVITET

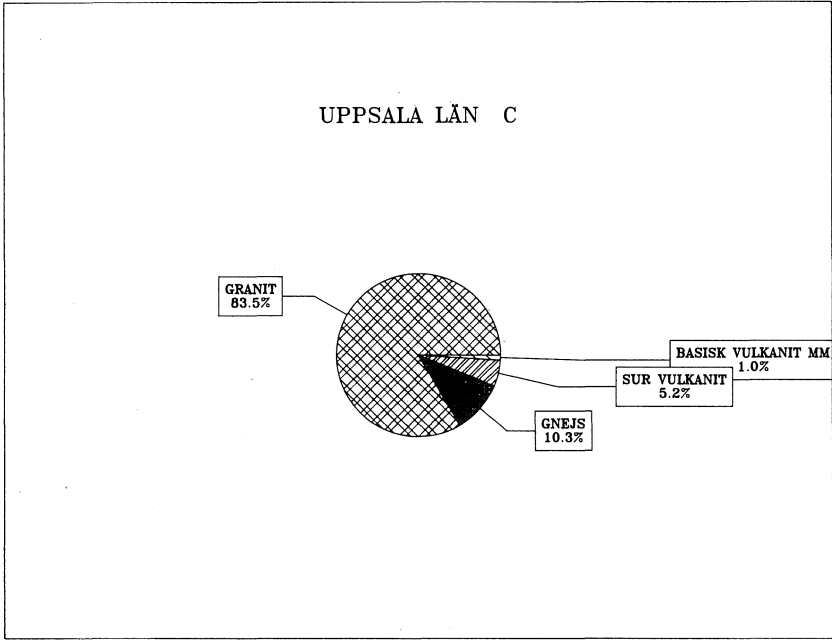


SÖDERMANLANDS LÄN D



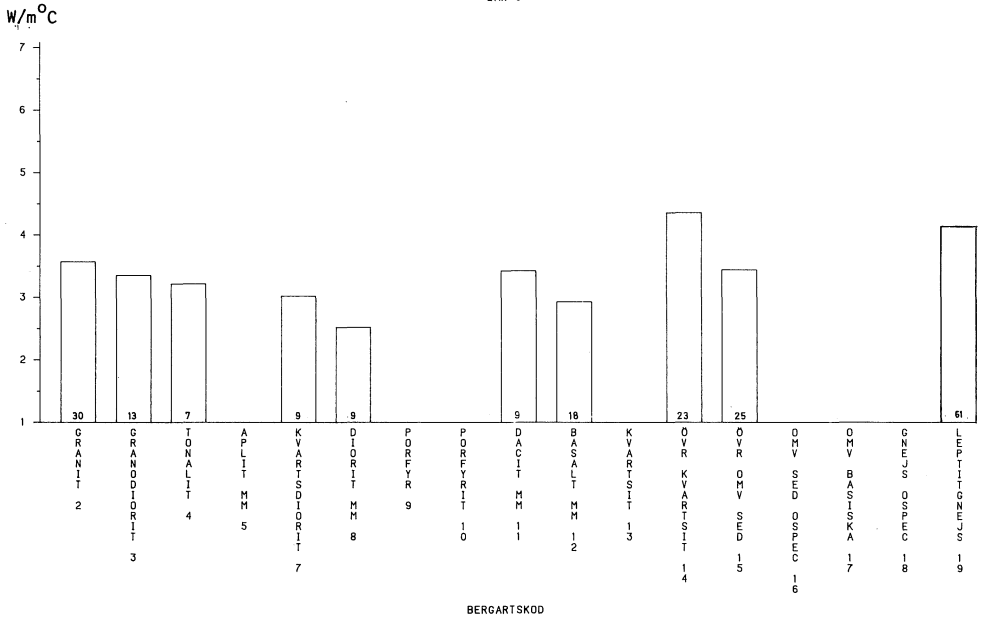
VÄRMEKONDUKTIVITET
LÄN=D



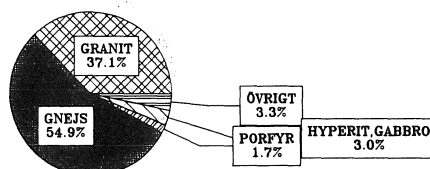


VÄRMEKONDUKTIVITET

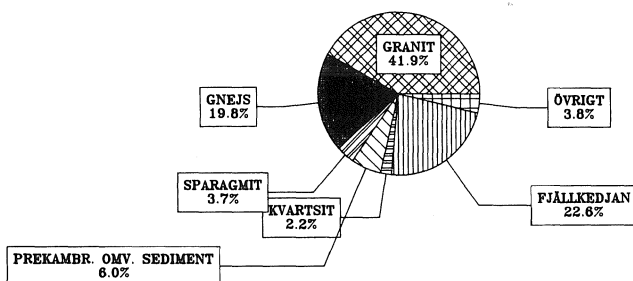
LÄN=C

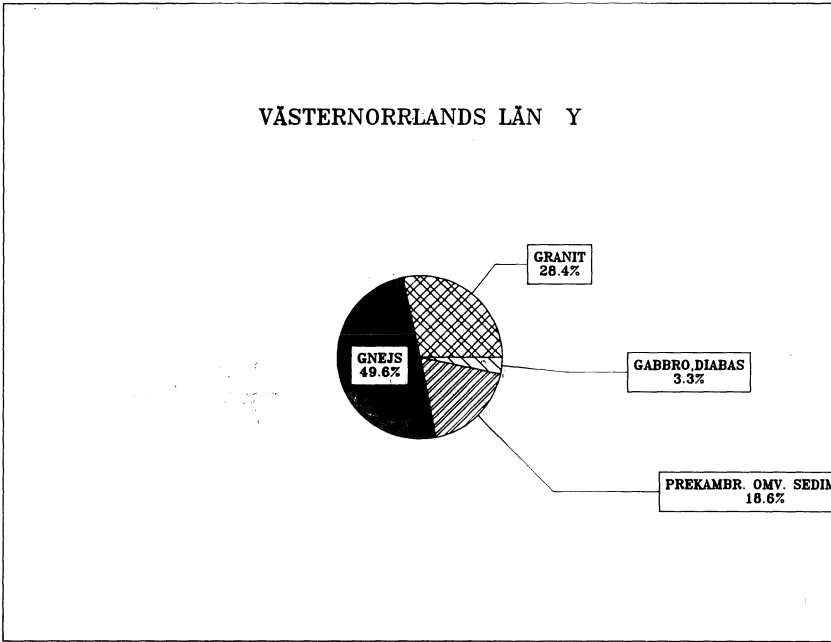


VÄRMLANDS LÄN S



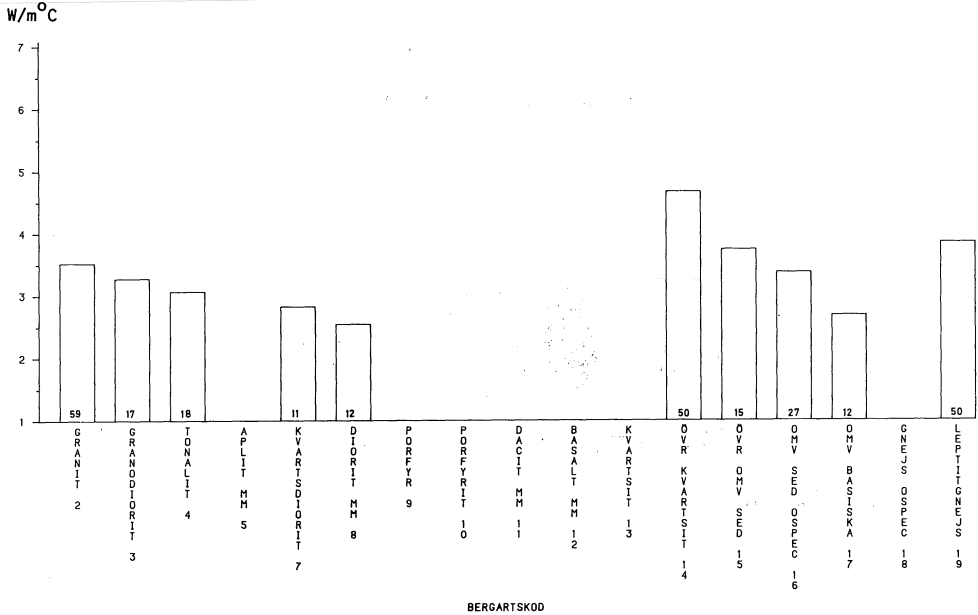
VÄSTERBOTTENS LÄN AC

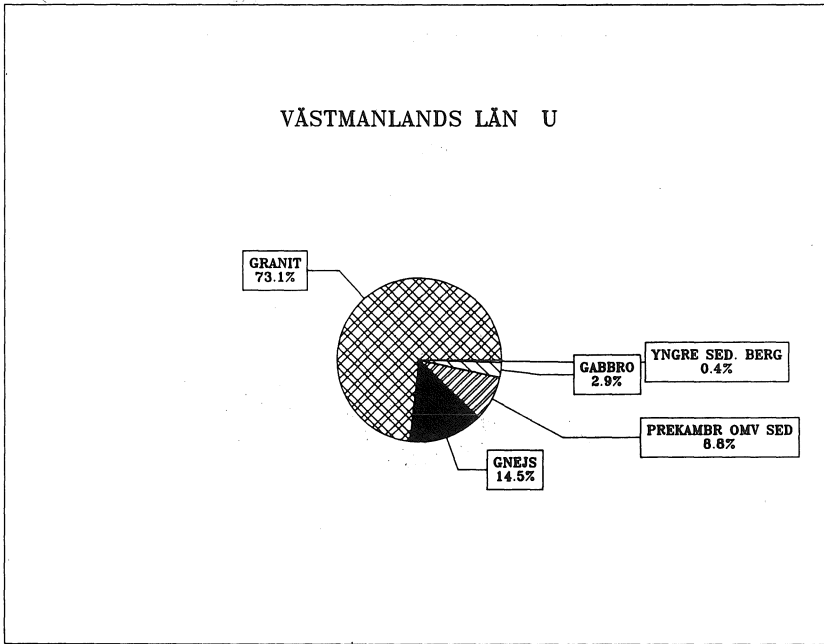




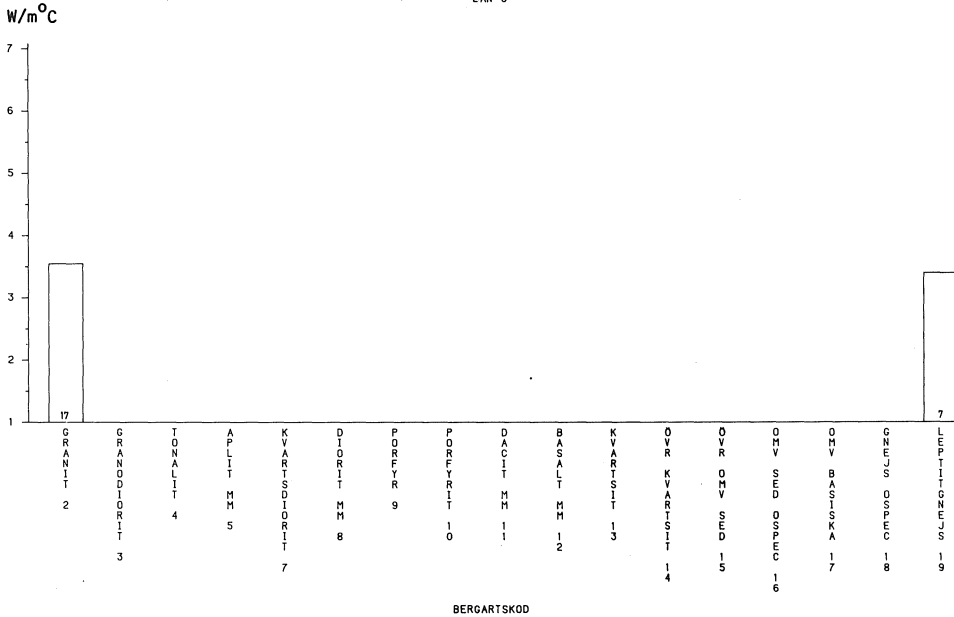
VÄRMEKONDUKTIVITET

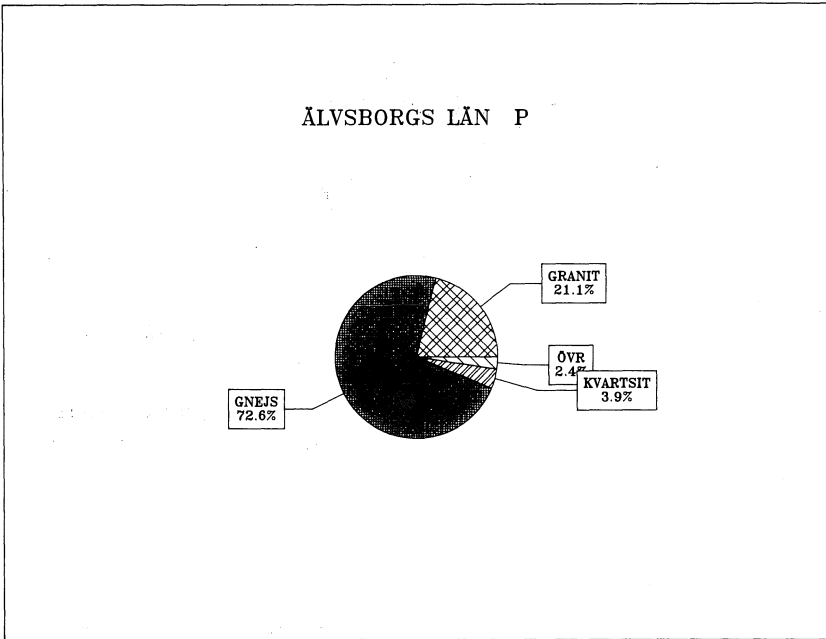
LÄN Y





VÄRMEKONDUKTIVITET LÄN+U

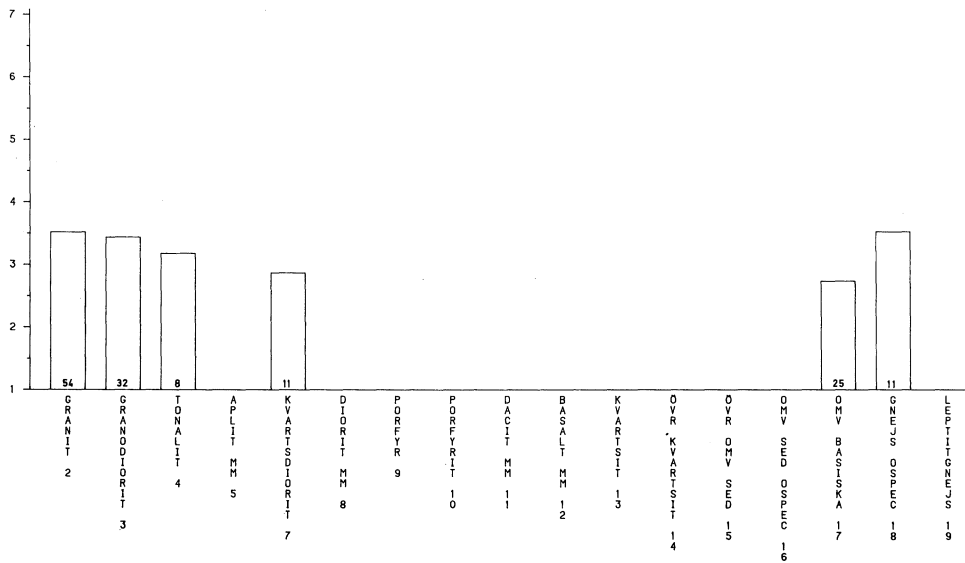




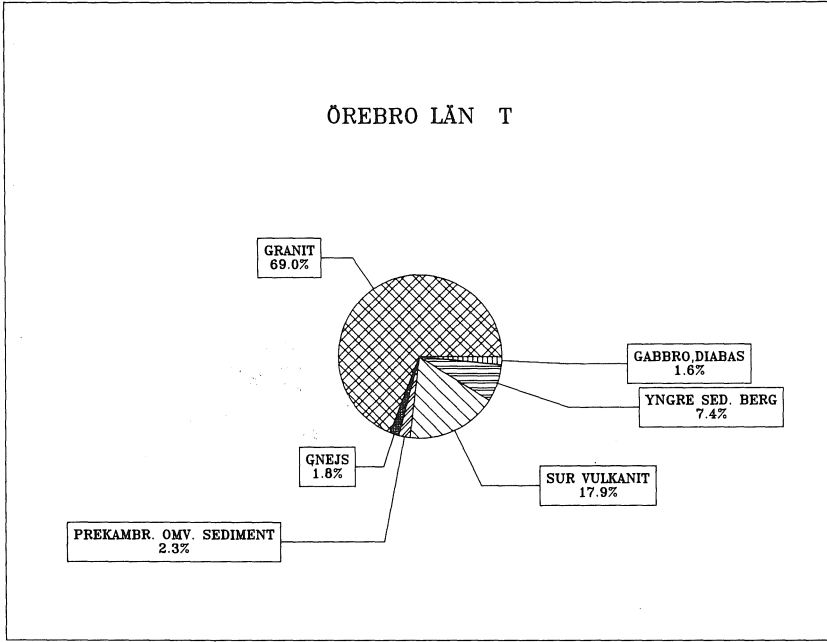
VÄRMEKONDUKTIVITET

LÄN+P

W/m°C

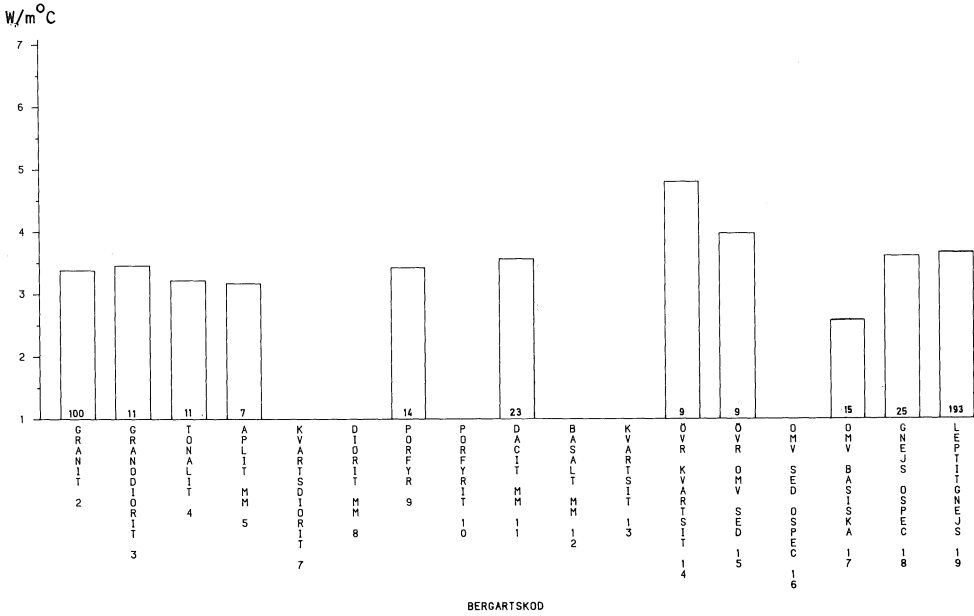


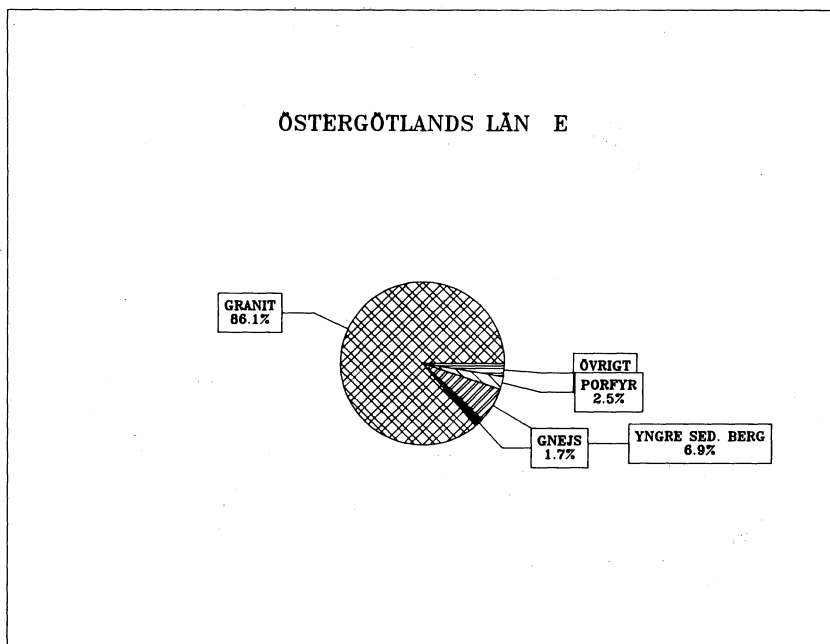
BERGARTSKOD



VÄRMEKONDUKTIVITET

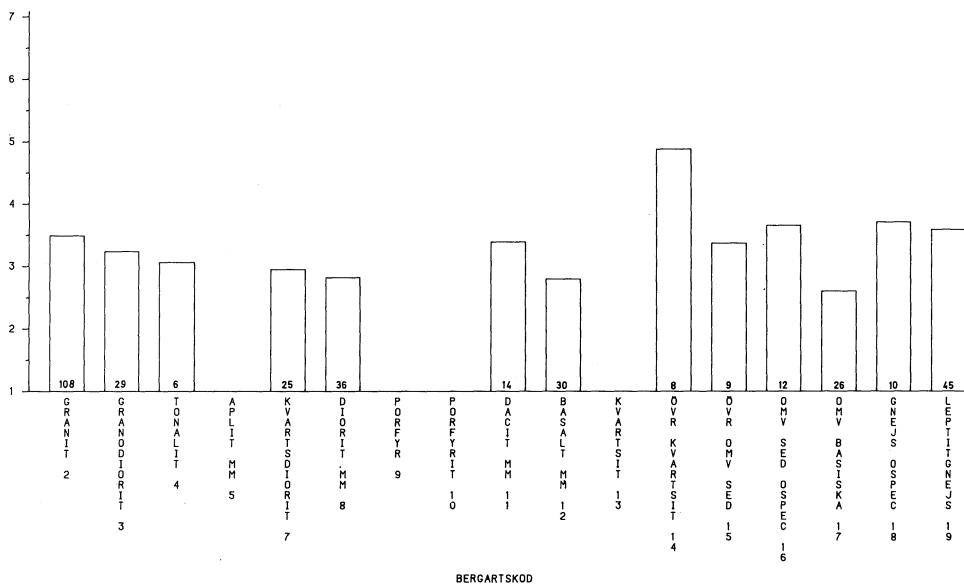
LÄN=T





VÄRMEKONDUKTIVITET
LÄN+E

W/m°C



6.3 Samband värmekonduktivitet - kvartshalt

Kvarts är det vanliga bergartsbildande mineral som har den överlägset högsta värmekonduktiviteten. Den är ca 3-4 gånger högre än för de flesta andra vanliga mineral. En regression av värmekonduktivitet med avseende på kvartshalt har därför gjorts. Regressionen har gjorts utgående från ekv. (3.2) (geometriskt medelvärde). Prover med kvartshalter mindre än 5% är ej medtagna. Ett samband har därmed erhållits som lyder:

$$\lambda = \lambda_{kv}^{v_{kv}} \lambda_r^{1-v_{kv}} \quad (6.1)$$

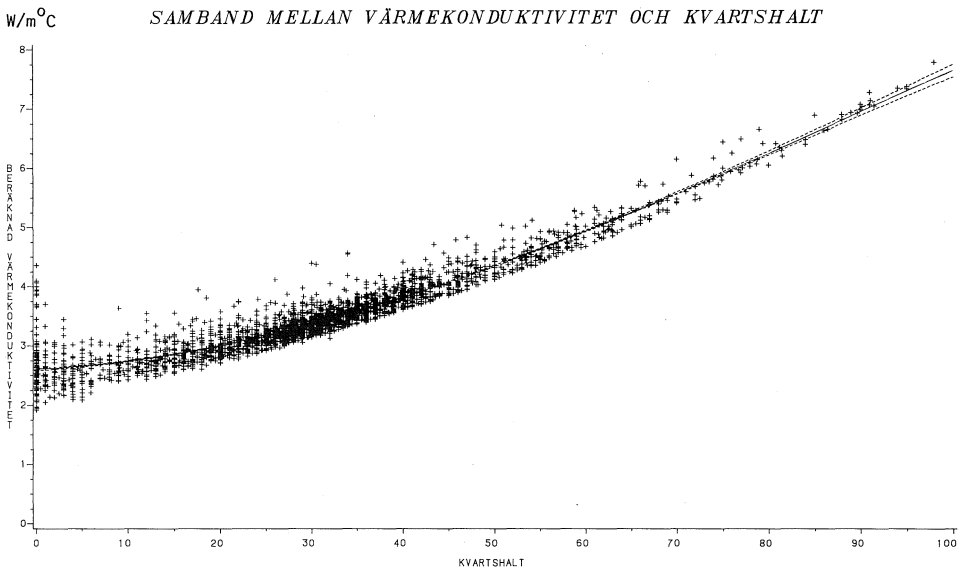
v_{kv} = volymsandel kvarts

λ_{kv} = värmekonduktivitet för kvarts: 7.7 W/m⁰C

λ_r = "- " för rest.: 2.39 W/m⁰C

I princip är tillvägagångssättet inte korrekt eftersom man vid regressionsanalysen använder sig av en värmekonduktivitet som redan tidigare är framräknad ur mineralfördelningen. Självklart erhålls då ett gott samband. Tillvägagångssättet kan bara användas under förutsättningen att beräkningsförfarandet av värmekonduktiviteten är helt riktigt.

Figur 6.6 visar sambandet mellan framräknad värmekonduktivitet och kvartshalt. Den något diffusa övre gränsen beror på att även andra mineral med hög värmekonduktivitet som t ex klorit i vissa prover kan ha relativt höga koncentrationer. Spridningen blir också högre för lägre kvartshalt beroende på att detta minerals dominerande inverkan avtar.



Figur 6.6 Samband mellan värmekonduktivitet ($W/(m^{\circ}C)$) och kvartshalt (%). Den heldragna linjen representerar en kubisk regressionslinje och de streckade indikerar en konfidensgrad på 90%.

6.4 Slutsatser

För de vanligaste bergarterna i Sverige, granit och gnejs, är medelvärmekonduktiviteterna nära nog identiska. Regionalt finns dock variationer, vilket framgår av den länsvisa redovisningen. I områden med basiska bergarter är värmekonduktiviteten betydligt lägre och i kvartsitiska områden betydligt högre, se figur 6.1.

Vid praktisk användning av de bestämda värmekonduktiviteterna är toleransintervall till stor nytta. De anger nämligen intervall inom vilka värmekonduktiviteten vanligen varierar (alt. det värde som värmekonduktiviteten vanligen överskrider). Emellertid är värmekonduktivetsbestämningarna gjorda på mycket små provbitar medan det man vanligen är intresserad av är medelvärden över betydligt större volymer. De här bestämda toleransintervallen är

därför större än de skulle ha varit om värmekonduktivetsbestämningen kunnat göras på större bergvolymer. Detta gäller speciellt anisotropa och inhomogena bergarter. Storleksordningen är dock svår att uppskatta då den beror av förhållandet mellan λ_{mikro} och λ_{makro} för en och samma plats och λ för olika platser.

För sedimentära bergarter är värmekonduktiviteten beroende av storleken på porositeten. En bergart med hög porositet har betydligt lägre värmekonduktivitet än motsvarande bergart med låg porositet. Generellt sett har dock lerskiffer den lägsta värmekonduktiviteten och sandsten den högsta, jmf. figur 6.4 och 6.5.

Vid temperatursänkning under 0°C förändras de värmeöverförande egenskaperna och isbildningsvärme frigörs. Storleken på denna förändring beror helt av vatteninnehållet i bergarten. Förändringen kan därför sägas vara negligerbar i kristallina bergarter medan den i sedimentärt berg kan vara av högst väsentlig storlek.

7 ANVISNINGAR FÖR VÄRMEKONDUKTIVITETSBESTÄMNING

Den som vill ha värden på värmekonduktiviteten för en speciell plats kan gå tillväga på något av följande sätt:

Metod A:

Bergartsbestämning
a) Geologisk karta
b) Kartering av geolog

Värmekonduktivitet,
specifik värmekapacitet
ur denna rapport.

Metod B:

Provtagning
a) Stuff ur markytan
b) Grovt borrkax (>3 mm)*
från borrhning.

* Borrkaxet måste vara grovt annars erhålls en anrikning av mineral i olika fraktioner.

Bestämning av mineralsammansättning eller ev mätning i laboratorium.
Porositetsbestämning

Värmekonduktivitet
Specifik värmekapacitet

Metod C:

Borrhning av bergvärmebrunn

Kyl med konstant effekt i hålet via kylslangsystem i någon vecka.*

* Om värden för fryst brunnsvatten önskas krävs längre provtid.

Beräkning av värmekonduktivitet
och övergångsmotstånd utifrån
tid-temp-data.

Metoderna går naturligtvis att kombinera på valfritt sätt. Både SGU och Geologiska institutionen, CTH, är behjälpliga med råd och anvisningar vid de olika metoderna. Metoderna är graderade efter noggrannhetsnivå. Metod C får nog anses vara den bästa eftersom man då erhåller en medelvärmekonduktivitet efter hela borrhålets längd samt övergångsmotstånd mellan brunnsvägg och köldbärandevätskan. Detta gäller under förutsättning att energiflödena är korrekt uppmätta.

REFERENSER

- Balling, N., Kristiansen, J.I., Beiner, V., Paulsen, K.D., Rasmussen, R. & Saxov, S., 1981: Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark. Geoskrifter No. 16, Department of Geology, Aarhus University, Denmark.
- Frivik, P-E. & Johansen, H., 1977: Kalorimetrisk måling av spesifikk varme og ufrosset vann for mineralske jordarter og organiske materialer. Sluttrapport nr 8 - Materialers varme-tekniske egenskaper. Rapport nr 75 - Frost i jord. Institutt for kjøleteknikk. 7034 - Trondheim - NTH. Norge.
- Goranson, R.W., 1942: Heat capacity; heat of fusion. (Section 16 of special papers No. 36, Geological Society of America.) "Handbook of Physical constants", edited by Francis Birch, pp. 223-242.
- Guttman, I., 1970: Statistical tolerance regims: Classical and bayesian. No 26 of Griffin's statistical monographs and courses. London.
- Hashin, Z. & Shtrikman, S., 1962: A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials. J. Appl. Phys. 33, 3125.
- Horai, K., 1971: Thermal conductivity of rock-forming minerals. J. Geophys. Res. 76, 1278.
- Horai, K. & Baldrige, S., 1972a: Thermal conductivity of nineteen igneous rocks, I Application of the needle probe method to the measurement of the thermal conductivity of rock. Phys. Earth Planet. Interiors 5, 151.
- Horai, K. & Baldrige, S., 1972b: Thermal conductivity of nineteen igneous rocks, II Estimation of the thermal conductivity of rock from the mineral and chemical compositions. Phys. Earth Planet. Interiors 5, 157.
- Horai, K. & Simmons, G., 1969: Thermal conductivity of rock-forming minerals, Earth Planet. Sci. Lett., 6, 359.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations. N. J.b. Miner. Mh., H4, 149-164.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. 1980: Classification and nomenclature of Volcanic rocks, lamprophyres, Carbonatites and Melilitic rocks. - Geologische Rundschau 69, 194-207.
- Kappelmeyer, O. & Haenel, R., 1974: Geothermics with special reference to application. Geexpl. Monogr. Ser.1, 4, 238 pp.
- Kersten, M.S., 1949: Thermal properties of soils. Bulletin No. 28. University of Minnesota, Institute of Technology, Engineering experiment station, Vol. L11, No. 21, 226 p.

- Landolt-Börnstein, 1961: Zahlenwerte und Funktionen. Eigenschaften der Materie in ihren Aggregatzuständen. 4. Teil: Kalorische Zustandsgrößen. Springer-Verlag, Berlin 1961. 863 p.
- Landström, O., Larson, S.-Å., Lind, G. & Malmqvist, D., 1979: Värme flöde i berg. Chalmers tekniska högskola/Göteborgs universitet, Geologiska inst. Publ B137.
- Landström, O., Larson, S.-Å., Lind, G. & Malmqvist, D., 1980: Geothermal investigations in the Bohus granite area in southwestern Sweden. *Tectonophysics* 64, pp 131-162.
- Loberg, B., 1980: Geologi. Material, processer och Sveriges berggrund. 2:a upplagan, Norstedts.
- Lundegårdh, P.H., Lundqvist, J. & Lindström, M., 1970: Berg och jord i Sverige. Tredje upplagan. Almqvist & Wiksell Förlag AB. Stockholm
- Paulsen, K.D., Saxov, S., Balling, N. & Kristiansen, J.I., 1981: Thermal conductivity measurements on Silurian limestones from the island of Gotland, Sweden. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.*, 103, 349-356.
- Pettijohn, F.J., 1975: *Sedimentary Rocks*. 3:e upplagan. Harper.
- SAS, Statistical Analysis System, 1982: SAS Institute Inc., SAS Users guide: Basic. Edition. Cary, N.C.: SAS Institute Inc. 923 pp.
- Sass, J.H., Lachenbruch, A.H. & Munroe, R.J., 1971: Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations. *J. Geophys. res.* vol. 76, No. 14, pp 3391-3401.
- Sibbit, W.L., Dodson, J.G. & Tester, J.W., 1979: Thermal conductivity of crystalline rocks associated with energy extraction from hot dry rock geothermal system. *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, No B3, 1117-1124.
- Sundberg, J., 1980: Metoder för bestämning av värmeöverförande egenskaper i jord och berg. Rapport nr 5:1982 från Jordvärmegruppen, Chalmers tekniska högskola. Göteborg.
- Walsh, J.B., 1966: Effect of pressure and saturating fluid on the thermal conductivity of compact rock. *J. Geophys. Res.*, Vol. 71, No. 12.

1(1)

BILAGA 1

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Del av särtryck ur SGU serie Af, Uppsala 1981.

Bergarternas indelning

Ursprung, ålder, sammansättning och eventuell grad av omvandling inverkar på bergarternas utseende och egenskaper. För SGU:s berggrundskartor i södra och mellersta Sverige gäller att ursprunget och åldern vanligen ger grundfärgen på kartan. Variationer i omvandlingsgrad och sammansättning inom de olika bergartsgrupperna redovisas med överbeteckningar.

Indelning efter ursprung och bildningsmiljö

Djupbergarter (bildade på ett visst djup i jordskorpan)

Djupbergarterna utgör den i Sverige kvantitativt mest betydelsefulla gruppen bland de s. k. eruptiva (magmatiska) bergarterna. Indelningen följer huvudsakligen IUGS:s schema från 1973 (se litteraturförteckningen). Schemat förutsätter att bergartens mineralsammansättning är känd. För de sura och intermediära bergarterna (mer eller mindre rika på kiselsyra) avgörs benämningen av förhållandena mellan kvarts, plagioklas och alkalifältspat enligt fig. 1, vilken är en del av IUGS:s schema. De mörka mineralen, som i de flesta fall är underordnade, beaktas sålunda inte vid denna klassificering. Som framgår av teckenförklaringen till kartorna tas dock ibland hänsyn till halten av mörka mineral vid grupperingen av de olika kartenheterna. Det är nämligen i fält ofta svårt att avgöra förhållandet mellan fältspatkomponenterna.

Gångbergarter

Många olika typer av bergarter kan uppträda gångformigt utan att namnet härigenom förändras. Man kan t. ex. tala om "granitgångar", "am-

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

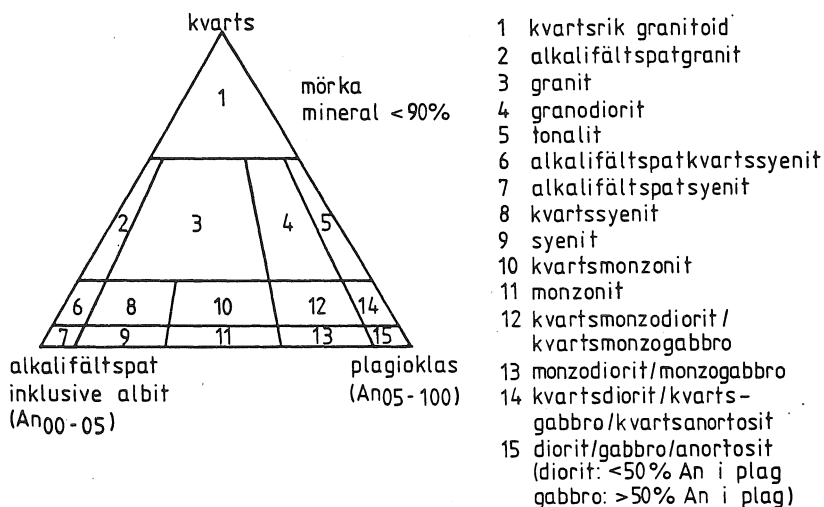


Fig. 1. Indelning av några djupbergarter enligt IUGS 1973.
Classification of some plutonic rocks, according to IUGS 1973.

fibolitgångar” etc. De egentliga gångbergarterna utgör en ganska heterogen grupp med den gemensamma egenskapen att texturen beror på den för gruppen specifika, relativt ytnära kristallisationsmiljön. Ett gångformigt uppträdande är däremot inte alltid en nödvändig fortsättning.

Några ofta förekommande bergartsnamn i denna grupp är:

- Aplit** Fin- och jämnkornig (sockerkornig) bergart med granitisk sammansättning och obetydlig halt av mörka mineral.
- Aplitgranit** En grövre (medelkornig) variant av aplit associerad med vanlig aplit och pegmatit.
- Diabas** Gångbergart med huvudmineralen plagioklas och pyroxen, vanligen sammanväxta till en s. k. ofitisk textur
Vissa diabaser för även olivin.
- Gångporfyr** Samlingsnamn för kiselsyrarika gångbergarter med en porfyrisk textur där strökornen omges av en tät till finkornig mellanmassa.

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

- Hyperit,** Används för svarta, prekambriskas diabaser (se ovan) i syd-västra och södra Sverige. Färgen betingas av en ymnig pigmentering med mycket små malmkorn.
- Pegmatit** Grovkornig bergart med en speciell textur och med de enskilda kornen vanligen större än 1 cm i diameter. När namnet används ospecificerat brukar en granitisk sammansättning underförstås. Bergarten är i vissa fall anrikad på sällsynta jordartsmetaller, litium, bor, fluor etc.

Ytbergarter (bildade på jordens yta)

Vulkaniter

De vulkaniska bergarterna (vulkaniterna) tillhör gruppen eruptivbergarter (magmatiska bergarter). Klassificeringen bjuder på många svårigheter. Där bergarterna kan studeras i oomvandlat skick (mestadels i yngre vulkanområden), är de ofta finkorniga eller glasiga och mineralproportionerna är därför svåra att beräkna. Detta gör att sådana faktorer som typ av strökorn och färgindex (=halt av mörka mineral) kan påverka namngivningen. När mineralfördelningen är känd, följs dock IUGS:s indelning från 1980. Detta schema är i princip uppbyggt på samma sätt som för djupbergarterna (IUGS 1973). Ett urval av några allmänt förekommande vulkaniter och deras sammansättningar ges i

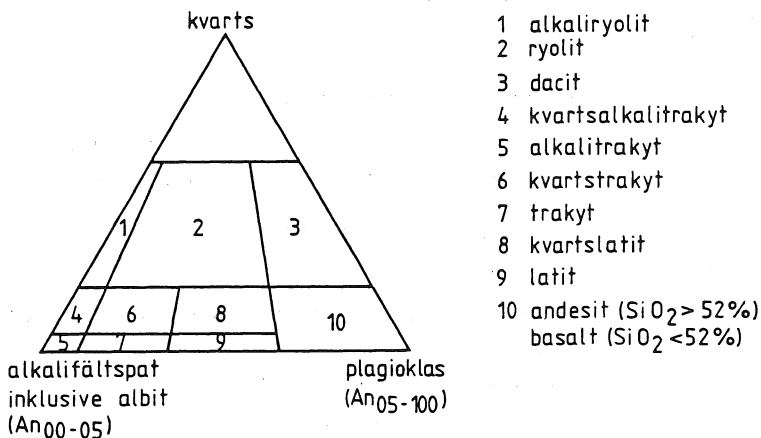


Fig. 2. Indelning av några vulkaniter enligt IUGS 1980.
Classification of some volcanic rocks, according to IUGS 1980.

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

fig. 2. För en mer detaljerad diskussion om hithörande frågor hänvisas till ovannämnda IUGS-arbeten.

Några vanliga namn med anknytning till vulkaniska processer är:

Agglomerat	Bergart bildad genom konsolidering av bl. a. vulkaniska bomber (explosivt utslungade större lavaklumpar), ofta inbäddade i finkornigt material.
Ignimbrit	Bergart bildad vid en speciell typ av vulkanutbrott (askflöden eller "ash flows"). Den vulkaniska askan har avsatts vid så hög temperatur att den ofta helt eller delvis sammansvetsats till en fast bergart.
Lava	Den smälta som strömmar ut ur vulkaner. Termen används även för den stelnade bergarten.
Porfyr	Allmän term för kiselsyrorika (sura) vulkaniska bergarter med porfyrisk textur, Kan vara lava, tuff eller ignimbrit.
Porfyrit	Som porfyr, men kiselsyrahalten är här lägre. Bergarten är intermediär eller basisk.
Tuff	Bergart bildad genom konsolidering av explosivt utslungad aska.
Tuffit	Blandbergart av vanligen vattenomlagrade vulkaniska utbrottsprodukter med varierande inblandning av sedimentärt material.

Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment

Pettijohns bok från 1975 utgör ett referensverk för indelningen av de sedimentära bergarterna. För Sveriges metamorfa berggrund gäller dock att omvandlingsgraden ofta är hög. Detta gör att bergartsbeteckningarna med nödvändighet blir mindre precisa, och de använda termerna har ofta kommit att få en allmännare innebörd än i Pettijohns indelning. Följande namn förekommer allmänt:

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Arenit	Samlingsnamn för sandstenar och siltstenar (se nedan).
Argillit	Samlingsnamn för bergarter med lerigt ursprung. <i>Pelit</i> används ibland i samma betydelse.
Arkos	Sandsten med ungefär lika proportioner av fältspat och kvarts. Dominerande fältspat är oftast mikroklin.
Fyllit	Metamorf bergart med lerigt ursprung. Glimmermineralen syns vanligen inte för blotta ögat, och skiffrighetsytorna glänser ofta som silke.
Glimmerskiffer	Metamorf bergart med lerigt ursprung, något grövre än fyllit. Glimmermineralen är synliga för blotta ögat och klyvytorna något mer oregelbundna. Termen används även i mera begränsad omfattning för glimmerrika bergarter bildade genom tektonisk nermalning.
Gråvacka	Grå bergart med övervägande sandigt ursprung, en viss lerinblandning och, ibland, bergartsfragment. I omvandlat tillstånd utgörs gråvackan vanligen av en bergart, som domineras av plagioklas, kvarts och biotit.
Konglomerat	Grovkornig bergart bestående av rundade fragment (bollar) (större än 2 mm i diameter) i en finkornigare mellanmassa.
Kvartsit	Metamorf bergart med sandigt ursprung och med mer än 80 vol.-% kvarts. Termen <i>fältspatkvartsit</i> används för bergarter med en kvartshalt mellan 50 och 80 vol.-% och med ringa glimmerhalt. Termen kvartsit (malmkvartsit) har även tillämpats på metasomatiska (se s. 18) produkter förknippade med malmbildning.
Lerskiffer	Lerbergart med mer än 75 vol.-% lerigt material och en karakteristisk klyvbarhet parallellt med lagringen.
Sandsten	Bergart där kornen vid avsättningen huvudsakligen haft sand- eller grovmstorlek (0.2—2.0 resp. 0.06—0.2 mm).
Siltsten	Bergart där kornen vid avsättningen dominerats av kornstorlekar i intervallet grovmjåla — finmo (0.006—0.06 mm).

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Skiffer	Allmänt samlingsnamn för bergarter med perfekt klyvbarhet (skiffriighet). I urberget används termen dock huvudsakligen för bergarter bildade av ett ursprungligen lerigt sediment med låg omvandlingsgrad. När det gäller fjällbergarter har namnet en vidare, huvudsakligen strukturell betydelse.
Svartskiffer	Kolhaltig skiffer. Kolet utgörs i urberget vanligen av grafit.
	Icke-klastiska sediment
Kalksten	Sedimentbergart bildad på organisk eller kemisk väg (gäller väsentligen de prekambrika förekomsterna) och huvudsakligen bestående av mineralet kalcit, CaCO_3 .
Dolomit	Bergart bildad på samma sätt som kalksten men med huvudmineralet dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning

För en stor del av vårt land gäller att både äldre djupbergarter och ytbergarter har omvandlats mer eller mindre intensivt. När omvandlingen gått långt kan bergartens ursprung ibland vara svårt eller omöjligt att fastställa.

Kartan anger i princip ursprungsbergartens namn. Detta är av vikt, eftersom bl. a. de stratigrafisk-tektoniska sambanden mellan lågmetamorfa och högmetamorfa berggrundsavsnitt på så sätt kan åskådliggöras i kartbilden. Prefixet "meta" används när man vill markera att det rör sig om en metamorf (omvandlad) bergart, i de fall detta inte framgår på annat sätt. Att helt frångå de mindre specificerade omvandlingsnamnen har dock visat sig ogörligt. Då namnen använts med något olika betydelse av skilda författare kan det här vara på sin plats att man till viss del klargör deras innebörd i kartbladsbeskrivningarna. Det måste dock poängteras att problemställningarna är av sådan art att en viss individuell variation är ofrånkomlig.

Följande omvandlingsbergarter är vanliga:

Amfibolit	Regionalmetamorf	bergart med hornblände och plagioklas som dominerande mineral.
-----------	------------------	--

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

- Breccia** Bergart med kantiga fragment omgivna av finkornigare material. Breccior kan bildas genom en mängd olika processer, t. ex. sedimentära, vulkaniska eller tektoniska. Dessa namn används som adjektiv när processen är känd.
- Gnejs** Samlingsnamn för omvandlade och deformerade, ofta fältspatrika bergarter. Till skillnad från t. ex. glimmerskiffer spaltar gnejsen upp något grövre, mer oregebundet.
- Grönsten** Termen har använts i två något skilda betydelser, dels som ett tämligen ospecificerat samlingsnamn för omvandlade basiska bergarter, dels mer specifikt för bergarter med mineral sådana som albit, klorit, aktinolit och epidot. Sistnämnda innebär dock huvudsakligen på förekomster inom fjällkedjan.
- Hornfels** En finkornig bergart bildad genom s. k. kontaktmetamorfos.
- Hälleflinta** Mycket finkornig, kompakt bergart bildad genom omvandling av sura lavar eller askor och med kornstorlek under 0.03—0.05 mm (jfr leptit). Under denna gräns ser bergarten ”tät” ut.
- Leptit** Finkornig ytbergart av sur till intermediär vulkanisk sammansättning och med kornstorlek med en undre gräns 0.03—0.05 mm och en övre 0.5—1 mm. Denna definition tillämpas av de flesta geologer i Sverige. Olika restriktioner för namnet har dock införts. Några har ansett att det endast bör beteckna bergarter på en viss stratigrafisk nivå: ”leptitfomationen” inom Bergslagen. Även när det gäller betoningen av det eventuella vulkaniska ursprunget har meningarna varit delade. För SGU:s Af-kartor kan rent allmänt sägas att termen leptit i Bergslagen och angränsande områden används för bergarter som har en sammansättning och kornstorlek enligt ovan och dessutom på mer eller mindre starka grunder kan förmodas ha ett vulkaniskt ursprung. Beteckningen leptit omfattar därigenom även bergarter med något oklar genetisk ställning. Att termen lever vidare har delvis historiska orsaker men

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

beror också på det faktum att några tillfredsställande alternativ inte finns. Bergarterna ifråga är för finkorniga för att kunna kallas gnejser och vanligen för lite skiffriga för att utan vidare kunna benämnas skiffrar. En tendens mot en ökad användning av vulkanitnomenklatur i leptit-områden kan dock spåras.

- Leptitgnejs** avser en förgrovad leptit, i vilken den undre gränsen brukar dras vid kornstorlekar 0.5—1 mm. Ursprunget av leptitgnejserna är vanligen ännu mer osäkert än i fråga om de finkornigare leptiterna. Både till utseende och sammansättning kan dessa bergarter ibland likna förgnejsade granitiska djupbergarter. När förgrovningen gått så långt, markeras detta vanligen i kartbilden genom röda likhets-tecken för "granitgnejsomvandling" (kan förekomma också på andra bergartsbeteckningar).
- Metabasit** Ospecificerad, omvandlad basisk bergart.
- Migmatit** Samlingsnamn för blandbergarter som kan indelas i två huvudbeståndsdelar. Den ena utgörs av gnejser av mer eller mindre blandad karaktär, medan den andra (mobilisatet) kan bestå av granit, pegmatit eller granodiorit. Mobilisatet har oftast uppstått genom partiell uppsmältning av moderbergarten (gnejsen) eller också genom tillskott av material från andra källor. Begreppet används i regional-metamorf miljö. Intrusivbreccior räknas sålunda inte hit.
- Mobilisat** Se "migmatit".
- Mylonit** En bergart bildad i rörelsezoner genom kraftig nermalning av berggrunden. Mylonit är för det mesta hopläkt och flintliknande.
- Skarn** Gammal bergsmansterm för anhopningar av olika silikat-mineral i och kring malmer, ofta i kalkstensmiljö. Vanliga skarnmineral är amfibol, pyroxen och granat.
- Ultrabasit** Samlingsnamn för kiselsyrafattiga silikatbergarter, där ofta endast ett mineral dominerar, t. ex. hornblände, olivin eller serpentin.

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

- Urkalksten** Gemensam beteckning för de omvandlade (kristallina) karbonatstenarna inom den svekokarelska bergskedjezonen. Begreppet *marmor* används vanligen synonymt. Detta ges sålunda i många fall inte någon speciell teknisk innebörd.
- Ådergnejs** En vanlig form av migmatitstruktur, där det mobiliserade materialet likt blodådror i en kropp genomflätar moderbergarten mer eller mindre parallellt med skiffriheten i denna.

Indelning efter ålder

Observationer av relativa åldersförhållanden mellan olika bergarter ingår som ett led i fältarbetet. Sådana förhållanden kan markeras av brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter, av överskärande, intrusiva gångar av en bergart i en annan, av åldersförhållanden i en sedimentär lagerföljd, eller av pålagringskontakter etc. Genom sådana observationer och med hjälp av olika radiometriskas åldersbestämningsmetoder har man kunnat rekonstruera ett händelseförlopp i berggrundens utveckling, som i vårt land kan följas mer än 2 000 miljoner år bakåt i tiden. Djupbergarternas relativa ålder brukar anges på grundval av deras relationer till bergskedjebildande (orogena) processer. Med denna utgångspunkt får de samlingsnamn som prim- ("tidigt"), syn- ("samtidigt med"), ser- ("sent"), post- ("efter") och an- ("icke") orogena bildningar. Beteckningarna prim- och synorogena har dock, när det gäller den svekokarelska orogenesen, kommit att användas för en och samma bergartsgrupp. Detta beror på olika geologers något varierande tolkningar av utvecklingen. Även namn som urgranitsviten och gnejsgranitsviten förekommer som samlingsbeteckningar för de äldsta djupbergarterna inom denna orogenes. De bör dock undvikas, eftersom de är oegentliga.

Övriga termer

Som komplement till den mineralogiska och genetiska klassificeringen förekommer ett antal beskrivande termer, där de viktigaste utgörs av begreppen struktur, textur, kornstorlek och färg. Dessutom förekommer en del namn med mer allmän innebörd, vilka kan behöva en förklaring.

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Strukturtermer beskriver både primära och sekundära företeelser i berggrunden, vilka huvudsakligen kan studeras i hällskala eller över större ytor. Gränsdragningen mot mer småskaliga företeelser hemmahörande under texturbegreppet är dock något flytande.

Några vanliga termer är:

Antiform	Veckad struktur som är konvex uppåt (ryggformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk (överstjälpt).
Äntiklinal	Samma struktur som antiform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger ytterst.
Bandning	Används ibland för skiktade bergarter utan särskild genetisk betydelse (jfr lagring).
Lagring	Planstruktur betingad av primära sedimentationsprocesser. Härvid har skikt av olika sammansättning och/eller struktur avsatts på varandra. En del då bildade småstrukturer kan användas vid bestämning av åldersrelationerna i lagerföljden (s. k. lagerföljdsbestämning eller upp- och nedbestämning).
Lineament	En linje i terrängen orsakad av geologiska strukturer och synlig på flyg- och satellitbilder.
Skiffriighet	Planstruktur bildad genom riktat tryck. Betingas vanligen av att skivformade mineral Korn (mest glimmer) ligger parallellorienterade i ett plan.
Synform	Veckad struktur som är konkav uppåt (trågformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk.
Synklinal	Samma struktur som synform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger innerst.
Stänglighet	Allmän linjär struktur. Kallas även lineation. Den vanligaste formen av stänglighet är att långsmala mineral Korn eller mineralaggregat är parallellorienterade i en viss riktning (= stänglighetens riktning).

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Veckaxel En tänkt linje kring vilken en planstruktur (lagring eller skiffrighet) har veckats.

Texturtermer anger de enskilda mineralkornens förhållanden till varandra. Följande termer är vanliga:

- Ofitisk** Textur karakteriserad av listformade plagioklaskorn inneslutna i större pyroxenkristaller. Texturen förekommer oftast i diabaser.
- Porfyrisk** Denna textur innebär att större mineralkorn är omgivna av finkornig eller tät mellanmassa. Termen används i samband med såväl vulkaniter som djup- och gångbergarter.
- Porfyroblastisk** Termen används för en omvandlad bergart, där något eller några mineral (t. ex. mikroklin, granat eller andalusit) har växt till större kornstorlek än mellanmassan.
- Poikilitisk** Termen betyder att ett mineral har talrika inneslutningar av något eller några främmande mineral. Har det omslutande mineralet bildats sekundärt, talar man om poikiloblastisk textur.
- Ögonförande** Populärbeteckningen för granitiska bergarter med större strökorn, vanligen av kalifältspat. Något avseende brukar dock inte fästas vid formen, trots att termen ursprungligen har använts för deformerade (pressade), lins- eller ögonformade kristallaggregat.

Kornstorlek. Följande klassindelning tillämpas:

< 0.05 mm	tät
0.05—0.5 mm	mycket finkornig
0.5—1 mm	finkornig
1—3 mm	medelkornig
3—5 mm	grovt medelkornig
> 5 mm	grovkornig

Färg. Någon standardisering när det gäller färgbenämningar av bergarter är svår att genomföra. Dels är färgbegreppet som sådant subjektivt, dels kan en bergart vara uppbyggd av flera olikfärgade mineral. Principen i uppbyggnaden av blandfärgsbenämningar ges av exemplet röd—gråröd—rödgrå—grå.

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

Diverse allmänna termer

Basisk	Anger att en eruptivbergart har mellan 45 och 52 % SiO ₂ .
Intermediär	Anger att en eruptivbergart innehåller mellan 52 och 66 % SiO ₂ .
Intrusion	Sker när en magma tränger in i äldre berggrund (adj. intrusiv).
Metamorfos	Den mineralogiska och strukturella omvandling som fasta bergarter kan genomgå efter sin bildning (innehåller inte vittringsprocesser). <i>Regionalmetamorfos</i> innebär omvandling över ett större område. <i>Kontaktmetamorfos</i> kan ske genom lokal upphettning av berggrunden i gränzonen till en magmaintrusion.
Metasomatos	Termen anger att kemiskt aktiva lösningar eller gaser har passerat genom ett berggrundsavsnitt, som därigenom fått sin sammansättning förändrad.
Sur	Anger att en eruptivbergart innehåller mer än 66 % SiO ₂ .
Ultrabasisk	Anger att en eruptivbergart innehåller mindre än 45 % SiO ₂ .

BILAGA 2

ANVÄNT UNDERLAGSMATERIAL

Referenser till mineralanalyser och värmekonduktivitetmätningar

1. Beskrivningar till SGU:s berggrundskartor i serie Af nr: 13-16, 102, 104-105, 107-112, 114-126, 130-132, 135-136, 138, 141 och 144.
2. Beskrivning till SGU:s jordartsserie Ae nr 1.
3. Beskrivning till berggrundskarta över Stockholmstrakten SGU Ba 24.
4. Beskrivningar till SGU:s berggrundskartor över Kopparbergs län (Ca 40), Norrbottens län (Ca 41) samt opublicerat material från Västernorrlands län.
5. Wiking Andersson: Precambrian geology of the Västanå area, southern Sweden. Geologiska institutionen, Lunds universitet, Lund. 1975.
6. Pontus Ljunggren: The region of Hålia in Dalecarlia, Sweden. Göteborg. 1954.
7. Sven Gavelin: (titel ännu ej bestämd) SGU Ba 32.
8. O Landström, S-Å Larson, G Lind & D Malmqvist: Värmeflöde i berg. Chalmers tekniska högskola/Göteborgs universitet, Geologiska inst. Publ B137. 1979.
9. O Landström, S-Å Larson, G Lind & D Malmqvist: Geothermal investigations in the Bohus granite area i southwestern Sweden. Tectonophysics 64, pp 131-162. 1980.
10. K Poulsen, S Saxov, N Balling & J Kristiansen: Thermal conductivity measurements on Silurian limestones from the Island of Gotland, Sweden. GFF 103, pp 349-356. 1981.
11. A Hasselström: Temperaturmätningar inom svenska gruvfält och i samband därmed bestämning av värmeledningsförmåga hos malmer och sidobergarter från samma gruvfält. STU 71-507/u407. 1972.
12. N Balling, J Kristiansen, N Breiner, K Poulsen, R Rasmussen & S Saxov: Geothermal measurements and subsurface temperature modelling in Denmark. Dep. of Geology, Aarhus University. Geoskrifter 16. 1981.

BILAGA 3

VÄRMEKONDUKTIVITET OCH SPECIFIK VÄRMEKAPACITET FÖR OLIKA MINERAL

Tabell 1 Värmekonduktivitet (W/m °C) för olika mineral. (Enligt Horai & Simmons, 1969, och Horai, 1971)

Andalusit	7.5
Albit	2.1
Amfibol	3.5
Anortit	1.7
Biotit	2.0
Cordierit	2.7
Diopsid	4.0
Dolomit	5.5
Epidot	2.8
Granat	3.1
Hematit	11.3
Hornblände	2.8
Kalcit	3.6
Kalifältspat	2.5
Klorit	5.1
Kvarts	7.7
Magnetit	5.1
Mikroklin	2.5
Muskovit	2.3
Olivin*	4.5
Ortoklas	2.3
Plagioklas*	1.9
Pyroxen*	4.3
Serpentin	3.5
Sillimanit	9.1

* Värmekonduktiviteten är beroende av den kemiska sammansättningen hos mineralet, se tabell 2.

TABELL 2

Värmekonduktiviteten för plagioklas, olivin och pyroxen beroende av dess sammansättning. (Horai and Baldrige, 1972.)

Material	Sammansättning	Värmekonduktivitet (W/m °C)
Plagioklas	An 0 - An 5	2.34
(Ab = NaAlSi ₃ O ₈	An 5 - An 15	1.92
An = CaAl ₂ Si ₂ O ₈)	An 15 - An 30	1.63
	An 30 - An 50	1.46
	An 50 - An 70	1.46
	An 70 - An 85	1.59
	An 85 - An 100	1.72
Olivin	Fa 0 - Fa 10	5.10
(Fo = Mg ₂ SiO ₄	Fa 10 - Fa 30	4.27
Fa = Fe ₂ SiO ₄)	Fa 30 - Fa 50	3.60
	Fa 50 - Fa 70	3.18
	Fa 70 - Fa 90	3.05
	Fa 90 - Fa 100	3.14
Pyroxen	Fs 0 - Fs 10	4.73
(En = MgSiO ₃	Fs 10 - Fs 30	3.93
Fs = FeSiO ₃)	Fs 30 - Fs 50	(3.43)
	Fs 50 - Fs 70	(3.18)
	Fs 70 - Fs 90	(3.14)
	Fs 90 - Fs 100	(3.22)

Tabell 3 Specifik värmekapacitet för mineral vid skilda temperaturer, enligt Goranson (1942).

Compound	Mineral	C_p (joules per gram) for temperatures in °C.						Constants in $C_p = a + bT - cT^{-1}$ j./gm. (T°K.)			Error %; temp. range °C.	Reference
		-200°	0°	200°	400°	800°	1200°	a	10 ^b	10 ^{-c}		
2Ab-3An.....	labradorite		(.82 at 80°)									
3Ab-2An.....	andesine		.70	.97	1.07	1.18		.991	.20	.255	±1; 0-900	18
	glass		.70	.99	1.09	1.21		1.016	.206	.278	1; 0-900	18
4Ab-1An°.....	oligoclase		(.85 at 60°)									78°
Ag.....	native silver	.146	.233	.244	.256	.279		.217	.058	0	1; 0-961	71
Ag.....	liquid					.32		.318	0	0	3; 961-1300	71
AgCl.....	cerargyrite	.251	.354	.408	.462			.280	.271	0	2; 0-453	72
	liquid							.410	0	0	5; 453-533	72
Ag ₃ AsS ₃	proustite		(.34 at 50°)									L.B.
Ag ₂ S.....	acanthite		.32					.317	0	0	5; 0-175	73
	argentite			.37				.368	0	0	5; 175-325	73
Ag ₃ SbS ₃	pyrargyrite		(.32 at 50°)									L.B.
Al ₂ O ₃	corundum	0.069	0.72	1.00	1.10	1.19	1.26	1.067	0.140	0.289	4; 0-1700	1
	liquid							1.53			2230	
Al ₂ SiO ₅	andalusite	.152	.77	1.03	1.11	1.165	1.20	1.136	0.050	0.281	3; 0-1300	2
	kyanite	.077	.70	1.00	1.10	1.20	1.27	1.08 ₆	0.136 ₆	0.313	2; 0-1400	3
	sillimanite	.133	.743	1.00	1.08	1.16	1.22	1.054	0.123	0.257	3; 0-1200	4
Al ₂ Si ₂ O ₇	mullite		.77	.97	1.03	1.09	1.13	1.03	0.075	0.210	3; 0-1100	5
Al ₂ Si ₂ O ₇	kaolinite		.93	1.02				0.806	0.463	0.0	4; 0-300	6
*Al ₂ Si ₂ O ₇ ·2H ₂ O.....	kaolin		.99	1.17	1.35			0.641	0.904	0.0	3; 0-500	7
Al ₂ Si ₂ O ₇	metakaolin		.71 ₆	1.00	1.10	1.20	1.27	1.062	0.151	0.289	2; 0-1300	7
2(AlF)O·SiO ₂	topaz		(.83 at 50°)									8
Au.....	native gold		.127	.133	.140	.152		.119	.0306	0	2; 0-1063	35
	liquid					.15					5; 1063-1300	35
BaCO ₃	α-witherite	.197	.44	.50	.55	.66		.366	.278	0	5; 0-810	10
	β-witherite					.64		.64	0	0	10; 810-980	10
BaSO ₄	barite	.197	.45	.50	.55	.65		.383	.253	0	5; 0-1050	10, 11
BeAl ₂ O ₄	chrysoberyl		(.84 at 50°)									12
Be ₃ Al ₂ Si ₆ O ₁₈	beryl		(.84 at 50°)									13
C.....	diamond		.435	1.06	1.37	1.86		.754	1.067	.4544	4; 0-1040	25
	β-graphite		.635	1.18	1.45 ₆	1.86		.932	.913	.407 ₇	3; 0-1040	26
Ca ₂ Al ₂ H ₂ (SiO ₄) ₂	prehnite		(.84 at 50°)									July
Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	gehlenite		.75	.97	1.03	1.09	1.12	1.042	.06	.2284	2; 0-1300	19
CaAl ₂ Si ₂ O ₈	anorthite		.70	.95	1.05	1.17	1.27	.950	.226	.2313	1; 0-1400	18
	glass		.68	.96	1.06			1.014	.158	.282	1; 0-700	18
CaCO ₃	aragonite	.26	.78	1.00	1.13			.823	.497	.1286	3; 0-750	16
	calcite	.28	.79 ₂	1.00	1.13			.823	.497	.1286		
CaF ₂	fluorite	.22	.85	.89	.93	1.01	1.10	.798	.204	0	5; 0-1200	17
CaMg(CO) ₃	dolomite		(.93 at 60°)									15

Compound	Mineral	C_p (joules per gram) for temperatures in °C.						Constants in $C_p = a + bT - cT^{-2}$ j./gm. (T°K.)			Error %; temp. range °C.	Reference
		-200°	0°	200°	400°	800°	1200°	a	10 ^b	10 ^{-c}		
CaMgSi ₂ O ₆	diopside		.69	.98	1.06	1.15	1.20	1.053	.111	.290	1; 0-1300	20
	glass		.71	.98	1.07			.999	.188	.253	1; 0-700	20
CaSiO ₃	(α) pseudowollastonite	.174	.73	.92	.99	1.07	1.14	.926	.150 ₂	.177 ₄	2; 0-1400	21
	(β) wollastonite	.172	.67	.92	1.00	1.06	1.10	1.007	.074	.269	2; 0-1300	21
	glass		.69	.92	1.03			.834 ₄	.348	.175 ₆	2; 0-700	21
CaSO ₄	anhydrite		.52	.58	.60	.64		.569	.675	.048 ₂	5; 0-1100	23
CaSO ₄ ·2H ₂ O.....	gypsum	.322	1.03									22
CaWO ₄	scheelite		(40 at 50°)									24
CdS.....	greenockite		.445	.50	.55	.653		.374	.2605	0	est.; 0-1000	14
Cu.....	native copper	.161	.384	.40	.42	.46		.358	.096	0	2; 0-1084	27
	liquid							.493	0	0	3; 1084-1300	27
Cu ₂ O.....	cuprite		.47	.505	.54	.614		.419	.181	0	5; 0-950	28
CuO.....	tenorite		.52	.63	.68			.572	.188	.079	2; 0-537	29
2CuO·CO ₂ ·H ₂ O.....	malachite		(74 at 57°)									30
CuFeS ₂	chalcocopyrite		(54 at 50°)									30
CuPbSbS ₄	bourbonite		(31 at 50°)									30
Cu ₂ Se.....	α berzelianite		.42					.42	0	0	5; 0-100	31
	β berzelianite			.41				.41	0	0	5; 100-200	31
Cu ₂ S.....	α chalcocite	.255	.470					.247	.82	0	3; 0-103	32
	β chalcocite			.55	.55	.55		.55	0	0	10; 103-900	32
CuS.....	covellite	.228	.49	.52	.54	.59		.464	.115	0	7; 0-1000	33
CuSiO ₃ ·H ₂ O.....	diopside		(77 at 34°)									34
Fe.....	α iron		.44	.52	.60			.33	.40	0	3; 0-755	36
	β iron					(.73)		.46	.25	0	3; 755-903	36
	γ iron						.63	0.63	0	0	5; 903-1401	36
	δ iron							.75	0	0	5; 1401-1530	36
	liquid							.61	0	0	5; 1530-1600	36
FeAsS.....	arsenopyrite		(43 at 55°)									37
FeCO ₃	siderite	.234	.68 ₂									38
Fe ₂ O ₃	hematite		.61	.79	.90	1.08		.640	.420	.111	3; 0-800	39
Fe ₃ O ₄	α magnetite		.60	.83	.93			.744	.340	.177	3; 0-576	40
	β magnetite					1.03		.640	.362	0	5; 576-800	40
2Fe ₂ O ₃ ·3H ₂ O.....	limonite		(94 at 60°)									41
Fe ₂ SiO ₄	fayalite		.55	.79	.91	1.095		.69	.392	.181	3; 0-900	41
Fe ₂ Si ₂ O ₆	hypersthene		(80 at 60°)									42
FeS.....	α troilite	.238	.606					1.00	1.85	0	7; 0-138	43
	β troilite			.635	.66	.71		.574	.130	0	3; 138-1195	43
FeS ₂	pyrite	.075	.500	.594	.69			.373	.466	0	7; 0-500	44

Compound	Mineral	C_p (joules per gram) for temperatures in °C.						Constants in $C_p = a + bT - cT^{-2}$ j./gm. (°K.)			Error %: temp. range °C.	Reference
		-200°	0°	200°	400°	800°	1200°	a	10 ^b	10 ^{-c}		
Fe ₇ S ₈	pyrrhotite		.594	.77				.406	2.81	.431 ₂	3; 0-350	45
H ₂ O.....	ice	.653	2.06									
Hg.....	native mercury		.138	.138				.138	0	0	1; 0-347	61
HgS.....	α-cinnabar		.214	.227	.240			.196	.066	0	2; 0-580	14
KAlSi ₂ O ₆	leucite		(74 ₁ at 60°)									67
	glass		(73 ₂ at 60°)									67
KAlSi ₃ O ₈	adularia		.732	.842	1.00							18
	microcline		.680	.950	1.04	1.143		.988	.166	.263	1; 0-1100	18
	orthoclase		.61	.94	1.05	1.145		1.043	.124	.351	1; 0-1100	18
	glass		.70	.97	1.07	1.19		.976	.216 ₂	.247	2; 0-1100	18
KCl.....	sylvite	.418	.682	.715	.749			.682	.168	0	2; 0-770	65
KNO ₃	α-niter	.326						.266	.219	0	10; 0-128	66
	β-niter		1.19					1.19	0	0	5; 128-338	66
	liquid			1.22				1.22	0	0	10; 338-410	66
LiAlSi ₂ O ₆	petalite		(85 at 58°)									48
LiAlSi ₃ O ₈	spodumene		(90 at 60°)									49
	glass		(91 at 60°)									49
Mg ₂ Al ₂ Si ₂ O ₇	garnet		(74 at 58°)									55
Mg ₇ B ₁₆ Cl ₂ O ₂₈	α-boracite		.796	1.18				.275	1.909	0	5; 0-265	54
	β-boracite				1.41			.502	1.346	0	5; 265-400	54
MgCl ₂	chloromag- site		.805	.84	.87			.760	.166	0	7; 0-718	9
MgCO ₃	magnesite	.161	.864									50
MgF ₂	sellaite		.906	1.08	1.206	1.43		.857	.542	.0736	3; 0-1000	51
Mg(OH) ₂	brucite		(1.30 at 35°)									52
MgO.....	periclase	.066	.870	1.09	1.16	1.24	1.30	1.127	.124	.217	2; 0-1800	53
MgSiO ₃	pyroxene		.752	1.03	1.15			.973	.336	.233	1; 0-500	56
	amphibole		.740	1.03	1.13	1.24		1.067	.183	.281	1; 0-1100	56
	glass		.756	1.02	1.14			.971	.322	.226	1; 0-700	56
MgSO ₄ ·H ₂ O.....	kieserite		(1.00 at 9°)									57
MgSO ₄ ·7H ₂ O.....	epsomite		(1.51 at 32°)									52
Mg ₂ Fe ₂ SiO ₄	olivine		(0.79 at 36°)									52
Mg ₃ H ₂ Si ₄ O ₁₃	talc		(0.87 at 59°)									15
MnCO ₃	rhodochrosite	.203	.70	1.08	1.46			.283 ₂	1.532	.33 × 10 ⁻¹¹ T ⁴	4; 0-500	58
MnO ₂	pyrolusite		.975	1.00	1.01			.924	.227	.14 ₂ × 10 ⁻¹¹ T ⁴	7; 0-500	59
Mn ₂ O ₃ ·H ₂ O.....	manganite		(0.74 at 36°)									52
MnS.....	alabandite	.322°	.569°									60
MoS ₂	molybdenite		.537	.554	.570			.515	.082	0	5; 0-456	9
NaAlSi ₃ O ₈	albite		.709	.986	1.085	1.196		1.018	.187	.268	1; 0-1100	18
	glass		.724	1.00	1.114	1.26		.978	.282	.247	1; 0-900	18

BILAGA 4

ÖVERENSSTÄMMESE MELLAN UPPMÄTT OCH BERÄKNAD VÄRMEKONDUKTIVITET
(Tilläggsmaterial)

De använda värdena på värmekonduktiviteten för mineral bygger på bestämmningar av Horai & Simmons (1969) samt Horai (1971). De använde sig där av en ny metodik som innebar att mineralet pulvriserades, vattenmättades med destillerat vatten och uppmättes med ensöndsometod ($\lambda_{mätt}$). Därefter korrigerades för vatteninnehållet (θ) med ekv (1), varvid värmekonduktiviteten för mineralet erhöles (λ_m). Denna erhöles genom medelvärdesbildning av ett övre och ett nedre gränsvärde enligt Haskin & Shtrikman (1962).

$$\lambda_{mätt} = \frac{1}{2}(\lambda_{\text{ö}} + \lambda_{\text{n}}) \quad (1)$$

där

$$\lambda_{\text{ö}} = \lambda_m + \theta \left(\frac{1}{\lambda_w - \lambda_m} + \frac{1 - \theta}{3\lambda_m} \right)^{-1}$$

$$\lambda_{\text{n}} = \lambda_w + (1 - \theta) \left(\frac{1}{\lambda_m - \lambda_w} + \frac{\theta}{3\lambda_w} \right)^{-1}$$

där

$$\theta = V_w/V.$$

Ekvation (1) motsvarar ekv. (3.1) för 2-fas material.

Sass et al (1971) visade att det var möjligt att bestämma värmekonduktiviteten även för berg på nedkrossat material, varefter även Horai & Baldrige (1972) gjorde motsvarande försök.

Deras metodik var densamma som för mineralbestämningar ovan. På provbiten från motsvarande bergarter utfördes divided-bar bestämmningar som jämförelse. Avvikelsen var korrelerad till porositeten. Om hänsyn togs till denna fann man att i någon av metoderna fanns ett systematiskt fel på 5%.

På delvis motsvarande prover gjordes teoretiska värmekonduktivtetsbestämningar med tre skilda metodiker:

- 1) utgående från mineralsammansättning
- 2) utgående från kemisk sammansättning
- 3) utgående från atomvikt och densitet.

Man fann att 1) var den bästa. 2) kan med någorlunda säkerhet endast utföras på magmatiska bergarter där en norm kan användas för övergång från kemisk sammansättning till mineralogisk. 3) var den mest osäkra.

Resultaten av jämförelsen mellan mätning och beräkning (enligt Horai & Baldrige, 1972) visas i tabell 3.3.

Man fann vid jämförelsen en medelavvikelse på ca +10%, med det högre värdet beräknat.

Vid antagande av en systematisk överskattning med 5% vid användandet av Hashin-Shtrikmans samband (ekv. (1) eller (3.1)) skulle avvikelsen på +10% enligt ovan förändras till -5% eftersom ekv. (3.1) används 3 gånger, vid mineralbestämningarna, vid övergång av värmekonduktivitet från vatten-bergartspulverblandning till bergart samt vid beräkning enligt metod (ekv. 3.1). Horai & Baldrige (1972) slutsats blir därför att vid praktisk användning av ekv (3.1) bör värmekonduktiviteten reduceras med 5%.

De undersökningar som är gjorda vid Geologiska institutionen, Tabell 3.4 och 3.5, visar dock på en god överensstämmelse mellan uppmätt och beräknad värmekonduktivitet, varför någon sådan reduktion ej har gjorts för beräkningarna i denna rapport. Se vidare kapitel 3.3.

BILAGA 5

RESULTAT, BERGARTERS VÄRMEKONDUKTIVITET, TABELLER

Tabell 1 Medelvärden m m av värmekonduktivitet, $W/m^{\circ}C$, för ursprunglig bergartskod. Skillnaden mellan N1 och N2-N4 beror på att under metod 1 är inlagt uppmätt värmekonduktivitet. Metoderna hänförs sig i övrigt till ekv. (3.1-3.4) i nämnd ordning.

Bergartskod	N1	MV1	std1	N2	MV2	std2	MV3	std3	MV4	std4
Granit	848	3.47	0.380	714	3.28	0.352	3.95	0.446	2.83	0.248
Granodiorit	255	3.34	0.292	255	3.11	0.265	3.82	0.358	2.66	0.169
Tonalit	171	3.16	0.269	171	2.94	0.239	3.61	0.352	2.54	0.146
Aplit, pegmatit m m	44	3.31	0.477	8	3.44	0.509	4.13	0.593	2.96	0.380
Kvartsdiorit	122	2.87	0.227	122	2.70	0.198	3.13	0.263	2.45	0.146
Syenit, diorit m m	188	2.67	0.305	188	2.56	0.273	2.77	0.346	2.42	0.225
Porfyr	95	3.55	0.463	34	3.20	0.319	3.92	0.456	2.73	0.216
Porfyrit	59	2.54	0.468	21	2.79	0.248	3.31	0.410	2.49	0.148
Ryolit, dacit	119	3.37	0.397	117	3.18	0.357	3.84	0.428	2.74	0.278
Trakyt, basalt m m	70	2.83	0.347	70	2.70	0.305	3.04	0.449	2.48	0.213
Kvartsit	36	6.44	0.811	31	6.45	0.821	6.88	0.592	5.83	1.016
Övr. kvartisit	267	4.65	0.679	266	4.41	0.686	5.24	0.650	3.63	0.608
Övr. omvandlade sed.	148	3.53	0.478	141	3.28	0.441	4.01	0.544	2.79	0.311
Omvandlade sed., ospec.	197	3.52	0.706	197	3.30	0.669	3.99	0.841	2.81	0.466
Omvandl. basiska bergarter	168	2.58	0.305	135	2.56	0.251	2.75	0.331	2.44	0.229
Gnejs, ospec.	226	3.47	0.466	202	3.25	0.439	3.95	0.548	2.78	0.309
Leptit, leptitgnejs m m	742	3.56	0.621	425	3.33	0.548	3.98	0.674	2.88	0.413

Tabell 2 Medelvärden av värmekonduktivitet, $W/m^{\circ}C$, för modifierad bergartskod. Skillnaden mellan N1 och N2-N4 beror på att under metod 1 är inlagt uppmätt värmekonduktivitet. Metoderna hänförs sig i övrigt till ekv. (3.1-3.4) i nämnd ordning.

Bergartskod	N1	MV1	std1	N2-4	MV2	std2	MV3	std3	MV4	std4
Granit-ryolit	969	3.49	0.359	738	3.31	0.304	3.98	0.378	2.85	0.220
Granodiorit-ryodacit	315	3.28	0.301	315	3.07	0.273	3.75	0.376	2.63	0.173
Tonalit-dacit	332	3.19	0.395	332	2.98	0.364	3.62	0.490	2.57	0.239
Kv.syenit-Kv.trakyt	18	2.94	0.230	18	2.80	0.204	3.18	0.253	2.57	0.165
Syenit-trakyt	41	2.51	0.216	41	2.44	0.199	2.58	0.272	2.35	0.167
Kv.monzonit-Kv.latit	63	2.76	0.196	63	2.63	0.173	2.99	0.249	2.42	0.124
Monzonit-latit	7	2.68	0.344	7	2.56	0.303	2.82	0.435	2.40	0.212
Kv.monzondiorit-andesit	33	2.69	0.188	33	2.56	0.160	2.91	0.227	2.36	0.116
Kv.diorit-andesit	50	2.64	0.183	50	2.51	0.167	2.81	0.194	2.34	0.155
Diorit-andesit	58	2.34	0.346	18	2.33	0.219	2.41	0.267	2.27	0.187
Gabbro-basalt	86	2.78	0.310	86	2.66	0.289	2.85	0.323	2.51	0.256
Peridotit, pyroxenit	8	4.02	0.162	8	3.91	0.159	3.96	0.136	3.83	0.189
Kvartsit	32	6.61	0.628	27	6.70	0.456	7.06	0.300	6.12	0.662
Övr. kvartisit	272	4.65	0.681	271	4.41	0.689	5.24	0.654	3.63	0.609
Övr. omvandl. sediment	122	3.58	0.488	115	3.32	0.456	4.07	0.548	2.81	0.325
Omvandl. sediment, ospec.	192	3.54	0.699	192	3.32	0.665	4.02	0.830	2.83	0.465
Omvandl. basiska bergarter	184	2.56	0.309	151	2.53	0.267	2.72	0.342	2.42	0.243
Gnejs, ospec.	227	3.47	0.465	203	3.25	0.438	3.95	0.547	2.78	0.309
Leptit, leptitgnejs m m	726	3.58	0.603	409	3.37	0.520	4.04	0.616	2.90	0.401

Tabell 3 Toleransintervall för värmekonduktivitet vid ursprunglig bergartskod.

Bergartskod	MV	Antagande om lognormalfördelning x% av fördelningen är med 95% konfidensgrad större än nedanst. värde			Parameterfri metod x% av förd. är med 95% konfidensgrad större än nedanst. värde			x=90%
		x=75%	x=90%	x=75%	x=90%	x=75%	x=90%	
Granit	3.47	3.18	2.97	3.02-3.93	2.86-4.15	3.22	2.94	2.84-4.16
Granodiorit	3.34	3.10	2.94	2.99-3.70	2.85-3.87	3.09	2.95	2.85-3.90
Tonalit	3.16	2.93	2.78	2.83-3.51	2.70-3.67	2.94	2.73	2.64-3.65
Aplit, pegmatit m m	3.31	2.86	2.59	2.69-4.00	2.47-4.35			
Kvartsdiorit	2.87	2.67	2.54	2.58-3.16	2.48-3.30	2.68	2.53	2.49-3.36
Syenit, diorit m m	2.67	2.42	2.25	2.30-3.07	2.16-3.26	2.41	2.23	2.13-3.33
Porfyr	3.55	3.12	2.85	2.93-4.21	2.72-4.55	3.18	2.67	2.59-4.51
Porfyr	2.54	2.10	1.85	1.93-3.24	1.73-3.61			
Ryolit, dacit	3.37	3.02	2.80	2.86-3.90	2.68-4.17	3.04	2.85	2.79-4.32
Trakyt, basalt m m	2.83	2.52	2.33	2.40-3.29	2.24-3.53			
Kvartsit	6.61	5.94	5.53	5.69-7.62	5.34-8.12			
"Övrig kvartsit"	4.65	4.11	3.75	3.84-5.52	3.55-5.97	4.09	3.68	3.49-6.03
Övriga omvandlade sediment	3.58	3.16	2.90	2.98-4.22	2.77-4.54	3.17	2.82	2.77-4.66
Omvandlade sediment ospec.	3.54	2.98	2.64	2.74-4.42	2.47-4.90	2.93	2.61	2.53-5.26
Omvandlade basiska bergarter	2.56	2.31	2.14	2.19-2.96	2.05-3.15	2.32	2.13	2.02-3.25
Gnejs, ospec.	3.47	3.10	2.84	2.92-4.07	2.72-4.37	3.13	2.88	2.73-4.66
Leptit, leptitgnejs m m	3.58	3.13	2.82	2.89-4.31	2.66-4.70	3.10	2.79	2.67-4.68

Tabell 4 Toleransintervall för värmekonduktivitet vid modifierad bergartskod.

Bergartskod	MV	Antagande om lognormalfördelning x% av fördelningen är med 95% konfidensgrad större än nedanst. värde			Parameterfri metod x% av förd. är med 95% konfidensgrad större än nedanst. värde			x=90%
		x=75%	x=90%	x=75%	x=90%	x=75%	x=90%	
Granit-Ryolit	3.49	3.22	3.02	3.07-3.92	2.91-4.14	3.24	3.03	2.90-4.17
Granodiorit-Ryodacit	3.28	3.04	2.88	2.92-3.65	2.79-3.83	3.03	2.86	2.78-3.82
Tonalit-Dacit	3.19	2.90	2.69	2.75-3.65	2.59-3.88	2.89	2.75	2.69-4.02
Kvartssyenit-kv.trakyt	2.94	2.68	2.52	2.58-3.34	2.44-3.53			
Syenit-Trakyt	2.51	2.30	2.17	2.22-2.82	2.11-2.97			
Kv.monzonit-kv.latit	2.76	2.58	2.45	2.50-3.04	2.39-3.17			
Monzonit-latit	2.68	2.15	1.89	1.99-3.56	1.76-4.02			
Kv.monzonit-Andesit	2.69	2.50	2.38	2.43-3.98	2.32-3.11			
Kv.diorit-Andesit	2.64	2.47	2.35	2.39-2.89	2.30-3.02			
Diorit-Andesit	2.34	2.02	1.83	1.89-2.82	1.74-3.08			
Gabbro-Basalt	2.78	2.49	2.31	2.37-3.21	2.22-3.42			
Peridotit, Pyroxenit m m	4.02	3.77	3.63	3.68-4.38	3.55-4.54			

Tabell 5

Länsvis redovisad värmekonduktivitet för ursprunglig bergartskod. Endast uppmätta värden samt beräkningsmetod enligt ekv. (3.1) medtagen (se kapitel 3.2.2).

Län	Bergartskod	N	MV	Std
A	GRANIT 2	80	3.57	0.320
A	GRANODIORIT 3	47	3.29	0.281
A	TONALIT 4	67	3.18	0.273
A	KVARTSDIORIT 7	18	2.77	0.170
A	DIORIT MM 8	15	2.85	0.402
A	PORFYR 9	9	3.30	0.288
A	PORFYRIT 10	19	2.96	0.302
A	ÖVR KVARTSIT 14	101	4.49	0.617
A	ÖVR OMV SED 15	68	3.46	0.417
A	OMV SED OSPEC 16	73	3.10	0.425
A	OMV BASISKA 17	34	2.58	0.408
A	GNEJS OSPEC 18	59	3.44	0.281
A	LEPTITGNEJS 19	166	3.34	0.471
BD	GRANIT 2	86	3.20	0.425
BD	DIORIT MM 8	54	2.49	0.192
BD	PORFYR 9	61	3.62	0.500
BD	ÖVR OMV SED 15	5	4.15	0.468
C	GRANIT 2	30	3.57	0.272
C	GRANODIORIT 3	13	3.36	0.346
C	TONALIT 4	7	3.21	0.238
C	KVARTSDIORIT 7	9	3.02	0.362
C	DIORIT MM 8	9	2.52	0.206
C	DACIT MM 11	9	3.43	0.193
C	BASALT MM 12	18	2.93	0.378
C	ÖVR KVARTSIT 14	23	4.35	0.438
C	ÖVR OMV SED 15	25	3.44	0.458
C	LEPTITGNEJS 19	61	4.12	0.609
D	GRANIT 2	125	3.60	0.376
D	GRANODIORIT 3	64	3.44	0.311
D	TONALIT 4	47	3.17	0.267
D	KVARTSDIORIT 7	9	2.89	0.217
D	DIORIT MM 8	39	2.69	0.317
D	DACIT MM 11	33	3.54	0.425
D	BASALT MM 12	20	2.83	0.422
D	ÖVR KVARTSIT 14	36	4.64	0.567
D	ÖVR OMV SED 15	15	3.32	0.430
D	OMV SED OSPEC 16	80	3.96	0.761
D	OMV BASISKA 17	14	2.66	0.299
D	GNEJS OSPEC 18	41	3.38	0.608
D	LEPTITGNEJS 19	57	3.85	0.546
E	GRANIT 2	108	3.49	0.280
E	GRANODIORIT 3	29	3.24	0.261
E	TONALIT 4	6	3.06	0.186
E	KVARTSDIORIT 7	25	2.95	0.152
E	DIORIT MM 8	36	2.82	0.282
E	DACIT MM 11	14	3.39	0.288
E	BASALT MM 12	30	2.80	0.255
E	ÖVR KVARTSIT 14	8	4.88	0.270
E	ÖVR OMV SED 15	9	3.37	0.418
E	OMV SED OSPEC 16	12	3.66	0.611
E	OMV BASISKA 17	26	2.60	0.246
E	GNEJS OSPEC 18	10	3.71	0.758
E	LEPTITGNEJS 19	45	3.59	0.511
H	KVARTSIT 13	9	6.72	0.347

Tabell 5 Fortsättning

Län	Bergart	N1	MV	Std
H	ÖVR KVARTSIT 14	11	5.63	0.429
K	GRANODIORIT 3	10	3.22	0.218
K	GNEJS OSPEC 18	12	3.13	0.183
L	GRANIT 2	40	3.31	0.218
L	GRANODIORIT 3	10	3.20	0.340
L	DIORIT MM 8	16	2.89	0.184
L	DACIT MM 11	33	3.12	0.197
L	KVARTSIT 13	5	7.03	0.346
L	ÖVR KVARTSIT 14	14	5.47	0.665
L	OMV BASISKA 17	15	2.50	0.220
L	GNEJS OSPEC 18	25	3.32	0.289
L	LEPTITGNEJS 19	10	3.28	0.450
N	GRANIT 2	6	4.00	0.758
N	GRANODIORIT 3	13	3.27	0.144
O	GRANIT 2	62	3.44	0.378
O	KVARTSDIORIT 7	11	2.94	0.270
O	OMV BASISKA 17	5	2.69	0.077
O	GNEJS OSPEC 18	24	3.84	0.445
P	GRANIT 2	54	3.52	0.296
P	GRANODIORIT 3	32	3.44	0.292
P	TONALIT 4	8	3.18	0.362
P	KVARTSDIORIT 7	11	2.87	0.105
P	OMV BASISKA 17	25	2.74	0.238
P	GNEJS OSPEC 18	11	3.52	0.501
R	GRANIT 2	8	3.26	0.359
T	GRANIT 2	100	3.39	0.465
T	GRANODIORIT 3	11	3.46	0.204
T	TONALIT 4	11	3.22	0.255
T	APLIT MM 5	7	3.17	0.338
T	PORFYR 9	14	3.42	0.449
T	DACIT MM 11	23	3.56	0.371
T	ÖVR KVARTSIT 14	9	4.80	0.530
T	ÖVR OMV SED 15	9	3.97	0.388
T	OMV BASISKA 17	15	2.54	0.320
T	GNEJS OSPEC 18	25	3.60	0.511
T	LEPTITGNEJS 19	193	3.66	0.606
U	GRANIT 2	17	3.55	0.346
U	LEPTITGNEJS 19	7	3.39	0.355
W	GRANIT 2	67	3.46	0.368
W	GRANODIORIT 3	5	2.94	0.137
W	APLIT MM 5	35	3.29	0.454
W	KVARTSDIORIT 7	16	2.75	0.176
W	PORFYR 9	7	3.41	0.270
W	KVARTSIT 13	11	6.42	0.910
W	ÖVR KVARTSIT 14	20	4.57	1.088
W	OMV BASISKA 17	26	2.23	0.179
W	GNEJS OSPEC 18	15	3.40	0.340
W	LEPTITGNEJS 19	134	3.34	0.582
Y	GRANIT 2	59	3.52	0.268
Y	GRANODIORIT 3	17	3.28	0.222
Y	TONALIT 4	18	3.07	0.253
Y	KVARTSDIORIT 7	11	2.83	0.281
Y	DIORIT MM 8	12	2.54	0.265
Y	ÖVR KVARTSIT 14	50	4.66	0.535
Y	ÖVR OMV SED 15	15	3.74	0.522
Y	OMV SED OSPEC 16	27	3.37	0.371
Y	OMV BASISKA 17	12	2.68	0.335
Y	LEPTITGNEJS 19	50	3.85	0.495

Tabell 6 Länsvis redovisad värmekonduktivitet för modifierad bergartskod. Endast uppmätta värden samt beräkningsmetod enligt ekv. (3.1) medtagen (se kapitel 3.2.2).

Län	Bergartskod	N	MV	Std
A	GRANIT 103	89	3.54	0.323
A	GRANODIORIT 104	57	3.29	0.289
A	TONALIT 105	93	3.09	0.285
A	KV MONZONIT 110	5	2.76	0.081
A	KVARTSDIORIT 114	9	2.58	0.212
A	ÖVR KVARTSIT 214	101	4.49	0.617
A	ÖVR OMV SED 215	56	3.47	0.445
A	OMV SED OSP 216	70	3.11	0.433
A	OMV BASISKA 217	32	2.50	0.249
A	GNEJS OSPEC 218	59	3.44	0.281
A	LEPTITGNEJS 219	168	3.34	0.472
BD	GRANIT 103	108	3.55	0.443
BD	GRANODIORIT 104	15	3.05	0.245
BD	KVARTSSYENIT 108	9	2.90	0.277
BD	SYENIT 109	25	2.41	0.147
BD	KV MONZONIT 110	23	2.61	0.201
BD	KVARTSDIORIT 114	5	2.59	0.045
BD	GABBRO 116	11	2.51	0.163
BD	ÖVR OMV SED 215	5	4.15	0.468
C	GRANIT 103	34	3.55	0.269
C	GRANODIORIT 104	14	3.45	0.349
C	TONALIT 105	34	3.07	0.313
C	GABBRO 116	9	2.50	0.214
C	ÖVR KVARTSIT 214	23	4.35	0.438
C	ÖVR OMV SED 215	16	3.56	0.485
C	LEPTITGNEJS 219	61	4.12	0.609
D	GRANIT 103	125	3.59	0.323
D	GRANODIORIT 104	64	3.34	0.322
D	TONALIT 105	95	3.37	0.464
D	SYENIT 109	9	2.68	0.249
D	KVARTSDIORIT 114	7	2.75	0.218
D	DIORIT 115	11	2.34	0.243
D	GABBRO 116	23	2.82	0.185
D	ÖVR KVARTSIT 214	36	4.64	0.567
D	ÖVR OMV SED 215	12	3.41	0.328
D	OMV SED OSP 216	79	3.99	0.732
D	OMV BASISKA 217	16	2.62	0.309
D	GNEJS OSPEC 218	41	3.38	0.608
D	LEPTITGNEJS 219	57	3.88	0.536
E	GRANIT 103	104	3.50	0.262
E	GRANODIORIT 104	36	3.23	0.255
E	TONALIT 105	36	3.16	0.331
E	KV MONZONIT 110	13	2.90	0.147
E	MONZONIT 111	5	2.75	0.391
E	KV MONZODIORI 112	15	2.77	0.205
E	KVARTSDIORIT 114	14	2.66	0.198
E	GABBRO 116	20	2.90	0.309
E	PERIDOTIT MM 117	7	3.97	0.091
E	ÖVR KVARTSIT 214	8	4.88	0.270
E	ÖVR OMV SED 215	8	3.37	0.446
E	OMV SED OSP 216	12	3.66	0.611
E	OMV BASISKA 217	26	2.60	0.246
E	GNEJS OSPEC 218	10	3.71	0.758
E	LEPTITGNEJS 219	45	3.59	0.511

Tabell 6 Fortsättning

Län	Bergart	N1	MV	Std
H	KVARTSIT 213	9	6.72	0.347
H	ÖVR KVARTSIT 214	11	5.63	0.429
K	GRANODIORIT 104	10	3.20	0.232
K	GNEJS OSPEC 218	12	3.13	0.183
L	GRANIT 103	71	3.24	0.220
L	GRANODIORIT 104	13	3.07	0.329
L	GABBRO 116	8	2.97	0.121
L	KVARTSIT 213	5	7.03	0.346
L	ÖVR KVARTSIT 214	14	5.47	0.665
L	OMV BASISKA 217	15	2.50	0.220
L	GNEJS OSPEC 218	26	3.33	0.289
L	LEPTITGNEJS 219	10	3.28	0.450
N	GRANIT 103	13	3.44	0.314
N	GRANODIORIT 104	6	3.26	0.175
O	GRANIT 103	52	3.46	0.387
O	GRANODIORIT 104	11	3.31	0.297
O	TONALIT 105	9	3.03	0.220
O	OMV BASISKA 217	5	2.69	0.077
O	GNEJS OSPEC 218	24	3.84	0.445
P	GRANIT 103	64	3.54	0.290
P	GRANODIORIT 104	26	3.28	0.312
P	TONALIT 105	9	3.14	0.355
P	KV MONZONIT 110	5	2.85	0.156
P	OMV BASISKA 217	25	2.74	0.238
P	GNEJS OSPEC 218	11	3.52	0.501
R	GRANIT 103	7	3.33	0.323
T	GRANIT 103	120	3.41	0.449
T	GRANODIORIT 104	27	3.44	0.225
T	TONALIT 105	20	3.32	0.375
T	ÖVR KVARTSIT 214	9	4.80	0.530
T	ÖVR OMV SED 215	9	3.97	0.388
T	OMV BASISKA 217	14	2.55	0.330
T	GNEJS OSPEC 218	25	3.60	0.511
T	LEPTITGNEJS 219	192	3.66	0.608
U	GRANIT 103	16	3.62	0.328
U	GRANODIORIT 104	5	3.41	0.274
U	LEPTITGNEJS 219	7	3.39	0.355
W	GRANIT 103	102	3.44	0.389
W	GRANODIORIT 104	12	2.96	0.175
W	KV MONZONIT 110	7	2.83	0.063
W	KV MONZODIORI 112	6	2.64	0.147
W	KVARTSIT 213	11	6.42	0.910
W	ÖVR KVARTSIT 214	20	4.57	1.088
W	OMV BASISKA 217	26	2.23	0.179
W	GNEJS OSPEC 218	15	3.40	0.340
W	LEPTITGNEJS 219	134	3.34	0.582
Y	GRANIT 103	56	3.55	0.248
Y	GRANODIORIT 104	17	3.30	0.224
Y	TONALIT 105	25	3.04	0.247
Y	KVARTSDIORIT 114	5	2.58	0.072
Y	GABBRO 116	9	2.57	0.300
Y	ÖVR KVARTSIT 214	50	4.66	0.535
Y	ÖVR OMV SED 215	15	3.74	0.522
Y	OMV SED OSP 216	26	3.39	0.365
Y	OMV BASISKA 217	12	2.68	0.335
Y	LEPTITGNEJS 219	50	3.85	0.495

**Denna rapport hänför sig till forskningsanslag 810671-8
från Statens råd för byggnadsforskning till Geologiska
institutionen, Chalmers tekniska högskola, Göteborg.**

Art.nr: 6705097

**Abonnemangsgrupp:
W. Installationer**

**Distribution:
Svensk Byggtjänst, Box 7853
103 99 Stockholm**

Cirkapris: 40 kr exkl moms

R97: 1985

ISBN 91-540-4446-4

Statens råd för byggnadsforskning, Stockholm