



STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE



Jords egenskaper

ROLF LARSSON

Information 1

LINKÖPING 2008



STATENS GEOTEKNISKA INSTITUT
SWEDISH GEOTECHNICAL INSTITUTE

Information 1

Jords egenskaper

ROLF LARSSON

5:e utgåvan – reviderad

Information	Statens geotekniska institut (SGI) 581 93 Linköping
Beställning	SGI, Informationstjänsten Tel: 013-20 18 04 Fax: 013-20 19 09 E-post: info@swedgeo.se Internet: www.swedgeo.se
ISSN	0281-7578
ISRN	SGI-INF--08/1--SE
Projektnummer SGI	13359
Dnr SGI	3-0806-0641

Förord

Avsikten med denna skrift är att ge en introduktion till hur jord fungerar i geotekniska sammanhang.

Under årens lopp har ett antal kompendier, läroböcker och handledningar skrivits i ämnet, t.ex. Geoteknikdelarna i handboken Bygg samt Svenska Geotekniska Föreningens laborierkommittés anvisningar.

Under senare år har förändringar skett i nomenklatur, jords indelning och klassificering, synen på jords deformationsegenskaper och i viss mån på jords hållfasthetsegenskaper. Forskningsrapporter om nya rön har skrivits med som regel etablerade geotekniker och forskare som målgrupp. Mer praktiska råd och handledningar baserade på dessa ges i SGI:s informationsserie.

I denna informationsskrift görs en någorlunda kortfattad sammanställning av det grundläggande om jords uppbyggnad, geotekniska begrepp, jords klassificering sett ur geoteknisk synvinkel och dess hållfasthets- och deformationsegenskaper som de bestäms och används vid SGI i dag.

Linköping i december 2007
Rolf Larsson

5:e utgåvan reviderad december 2007

Innehållsförteckning

Förord	3
Jordarternas uppbyggnad	8
Allmänt	8
Struktur	9
Grundbegrepp	11
Allmänt	11
Densitet	11
Tunghet γ	11
Torrdensitet ρ_d	12
Vattenkvot w	12
Vattenmättnadsgrad S_r	12
Portal e	12
Porositet n	12
Densitetsindex I_D	13
Packningsgrad R_D	13
Organisk halt	13
Konsistensgränser	14
Allmänt	14
Flytgränsen w_L	14
Plasticitetsgräns w_P	15
Krympgräns w_S	15
Plasticitetstal eller plasticitetsindex I_P	15
Flytindex I_L	15
Konsistensindex I_C	15
Aktivitetstal a_C	15
Kornfördelning	16
Allmänt	16
Sten- och blocksortering	16
Indirekt bedömning av sten- och blockhalt	16
Siktning	16
Sedimentationsanalys	17
Kornform	17
Klassificering av jordarter	18
Allmänt	18
Klassificering efter kornstorlek	18
Jordartsgrupper	18
Klassificering efter kornfördelning och graderingstal	18
Klassificering efter densitet (eller lagringstäthet)	22
Klassificering efter konsistensgränser	22
Klassificering efter odränerad skjuvhållfasthet och sensitivitet	22
Klassificering efter överkonsolideringskvot	23
Övriga faktorer för klassificering	23
Humus och organiska sulfider	23
Speciella jordarter	24
Indelning i materialgrupper efter tekniska egenskaper i byggnadssammhang	24
Klassificering med hänsyn till tjälfarlighet	24

Permeabilitet och kapillaritet	26
Permeabilitet	26
Bestämning av permeabilitet	27
Kapillaritet	29
Kapillär stighöjd	29
Bestämning av kapillär stighöjd	30
Bestämning av negativa portryck	30
Kapillär strömning	32
Deformationsegenskaper	33
Allmänt	33
Deformationstyper	33
Inverkan av spänningshistoria på deformationsegenskaperna	34
Portrycksuppbyggnad	35
Deformationsmoduler	36
Tryckmodulen	36
Skjuvmodulen G	36
Elasticitetsmodul E och kontraktionstalet ν	38
Kompressionsmodulen M (ödometermodulen) och kompressionsindex C_C	39
Konsolidering	41
Endimensionell primär konsolidering	41
Sekundär konsolidering	41
Krypdeformationer	42
Bestämning av kompressionsegenskaper	42
Ödometerförsök	42
Kompressometerförsök	45
Triaxialförsök	45
Skjuvhållfasthet	46
Allmänt	46
Dränerad skjuvhållfasthet	46
Dränerad skjuvhållfasthet i icke vattenmättad jord ovanför grundvattenytan	48
Odränerad skjuvhållfasthet	48
Odränerad skjuvhållfasthet i vattenmättad jord	48
Odränerad skjuvhållfasthet i icke vattenmättad jord	50
Sensitivitet S_t	50
Bestämning av skjuvhållfasthet	51
Allmänt	51
Triaxialförsök	51
Direkta skjuvförsök	51
Enaxligt tryckförsök	52
Vingförsök	52
CPT-sondering	52
Fallkonförsök	53
Korrektion av odränerad skjuvhållfasthet	53
Rekommenderad litteratur	54
Appendix	57

Jordarternas uppbyggnad

Allmänt

En jord sägs vara uppbyggd av tre faser, fast fas, flytande fas och gasfas. Den fasta fasen utgörs huvudsakligen av mineral- och lerpartiklar vilka bildar jordens lastbärande skelett, men kan också utgöras av organiskt material. Hållrummen i skelettet, porerna, är fyllda med porvatten eller porgas eller bådadera. En jords sammansättning är beroende av under vilka geologiska betingelser jorden bildats. Kunskaper i geologi är därför av stort värde inom geotekniken.

Mineralkornen består främst av kiselföreningar som kvarts, fältspat, glimmer, hornblände, klorit, pyroxen m.fl., men också av karbonater (t.ex. kalciumkarbonat) och olika sulfider (t.ex. järnsulfid).

Det dominerande lermaterialet i Sverige är illit. Klorit, kaolinit och montmorillonit förekommer också men i mindre omfattning.

Partiklarna inom lerfraktionen $< 2 \mu\text{m}$ är som regel flata. De uppträder dels som enskilda partiklar, primära partiklar, dels som aggregat av partiklar, sekundära partiklar. I **Figur 1** visas frekvensen av storlek och form för enskilda partiklar i en svensk lera.

Det organiska materialet består huvudsakligen av växtrester i olika grad av förmultning.

Materialet i mineralkornen kan identifieras med polarisationsmikroskop medan lermineral vanligtvis bestäms med hjälp av röntgendiffraktionsanalys.

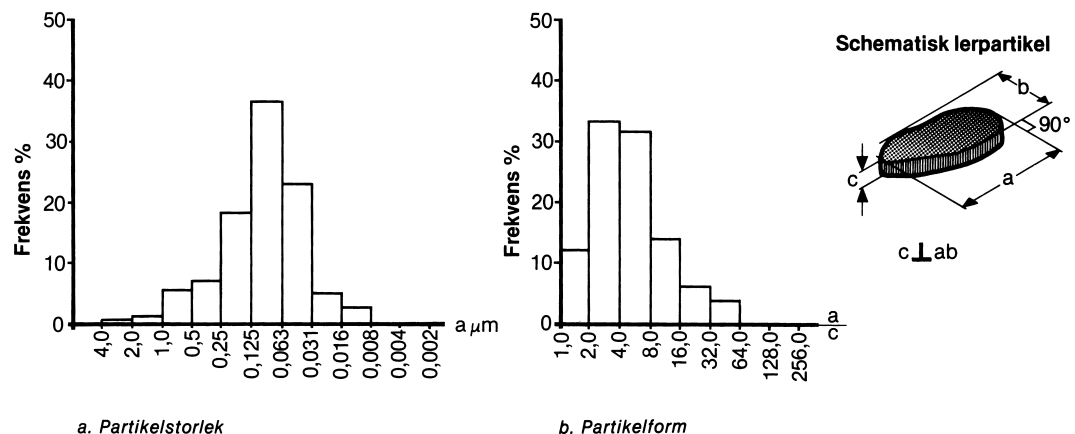
Lermineralen klorit och montmorillonit förekommer i berg i skölar¹⁾ och lerslag. Montmorillonit och vissa former av klorit sväller starkt vid avlastning och vattenuppsugning. Ras kan av denna orsak inträffa i bl.a. vägskärningar, tunnlar och bergrum.

Porvattnets sammansättning beror på jordens bildningsmiljö och efterföljande kemiska processer samt vattenströmningar i jorden. I jordar som avsatts i marin miljö och där ingen urlakning eller kemiska processer ägt rum har porvattnet samma sammansättning som det havsvatten jorden avsatts i. Urlakning medför en minskning i salthalt och infiltration kan tillföra nya ämnen. Vittring kan medföra frigörande av tidigare bundna joner och kemiska förändringar.

I jord ovanför grundvattenytan består porgasen huvudsakligen av luft. Under grundvattenytan finns också koldioxid, svavelväte och metan, dels som blåsor i porvattnet, dels löst i porvattnet.

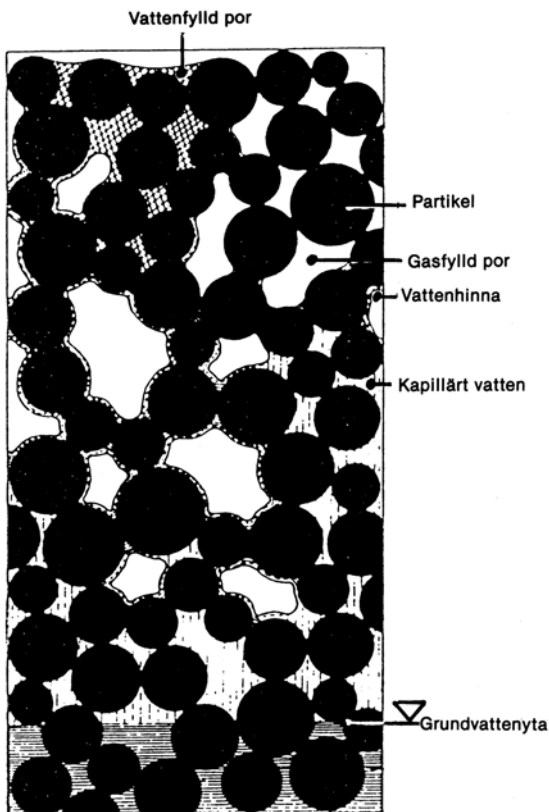
¹⁾ Sköl: Zon i berggrunden med krossat eller förskiffrat berg.

Figur 1. Histogram över partikelstorleken uttryckt som största partikelmåttet samt partikelformen uttryckt som kvoten mellan största och minsta partikelmåttet i lerfraktionen (jfr Pusch, 1962).



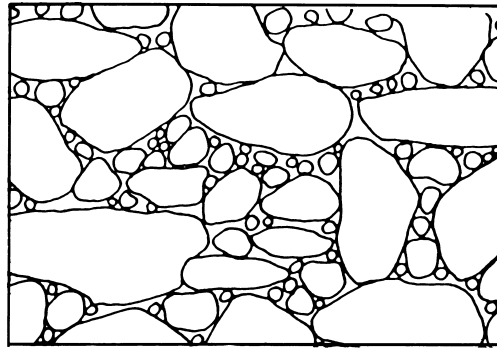
Struktur

I jordarter som främst består av större mineral-korn är de enskilda kornen i direkt kontakt med varandra. Strukturen hos kornskelettet och relationen mellan fasta partiklar och hålrum beror på kornfördelning, avsättningsförhållanden och efterföljande belastning. En ensgraderad jord (se sid. 20) som fått sedimentera långsamt och sedan fått vara ostörd har en mycket öppen struktur med stora porer och ett högt förhållande mellan porernas och den fasta substansens volym, **Figur 2**



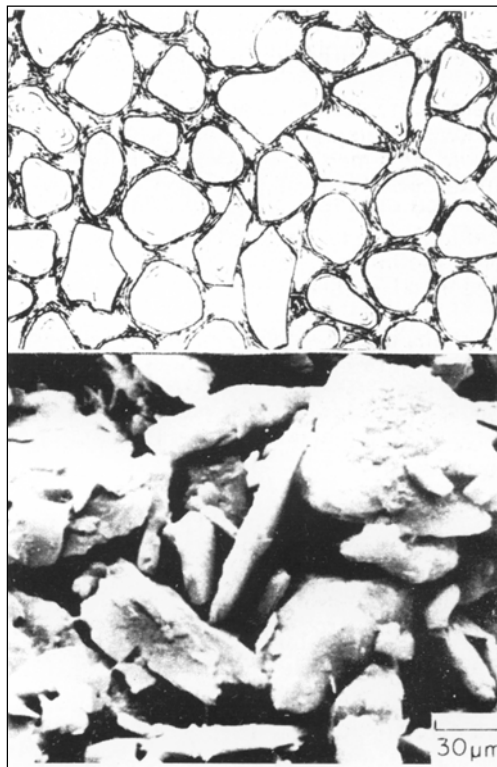
En månggraderad jord (se sid. 20) som utsatts för högt tryck och knådots (t.ex. en bottenmörän) uppvisar däremot en mycket tät struktur med små porer och litet förhållande mellan porernas och fasta substansens volym, **Figur 3**.

Lerpartiklar i en grovkornig jord lägger sig som en hinna på ytan av större korn och som aggregat av lerpartiklar vid kontaktpunkterna mellan större korn. De grövre mineralkornen åtskiljs helt av lera då lerhalten uppgår till 15 à 25 % av den fasta fasen. Strukturen hos lerorna varierar främst med lerhalt, lermineral, avsättningsmiljö och belastningshistoria.



Figur 3.
Fast lagrad jord.

I de svenska illitiska lerorna uppträder sällan lerpartiklarna som enskilda partiklar utan bildar aggregat av lerpartiklar eller binds till större korns ytor. Strukturen hos leror med låg lerhalt liknar ofta strukturen för grovkornigare jordar, men de större kornen är omgivna av ett skikt av lerpartiklar och en del korn i skelettet är ersatta av aggregat av lerpartiklar, **Figur 4**.



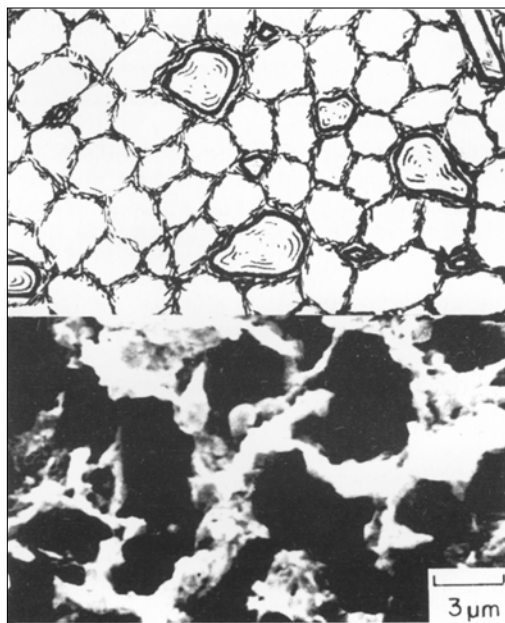
Figur 2 (till vänster).
Partikelarrangemang i
löst lagrad jord vid
grundvattenytan.

Figur 4.
Lerig silt – slitig lera
(Sergeyev et al, 1979).

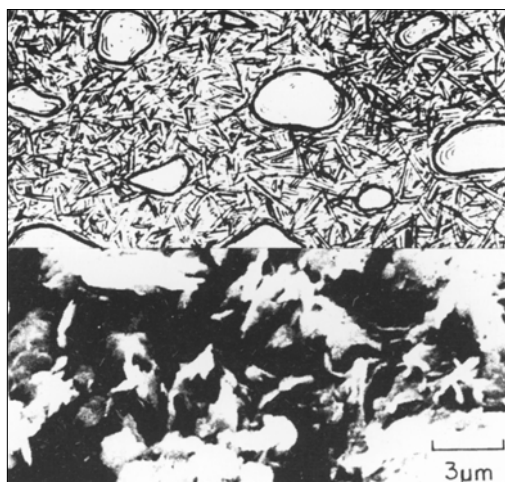
Vid högre lerhalt och långsam sedimentation bildar aggregaten ett nätverk med mycket öppen struktur. Aggregat och porer är störst för saltvattenavsatta leror. Lerinbäddade siltkorn ersätter en del aggregat i nätverket, **Figur 5**.

Den öppna strukturen är mycket kompressibel och ändras med ökande belastning. Belastade och måttligt packade leror får ofta en matrisstruktur med mindre porer och leraggregat och siltpartiklar utan någon speciell orientering, **Figur 6**.

Figur 7 (till höger).
Lera med strömnings-
struktur (Sergeyev et al,
1979),

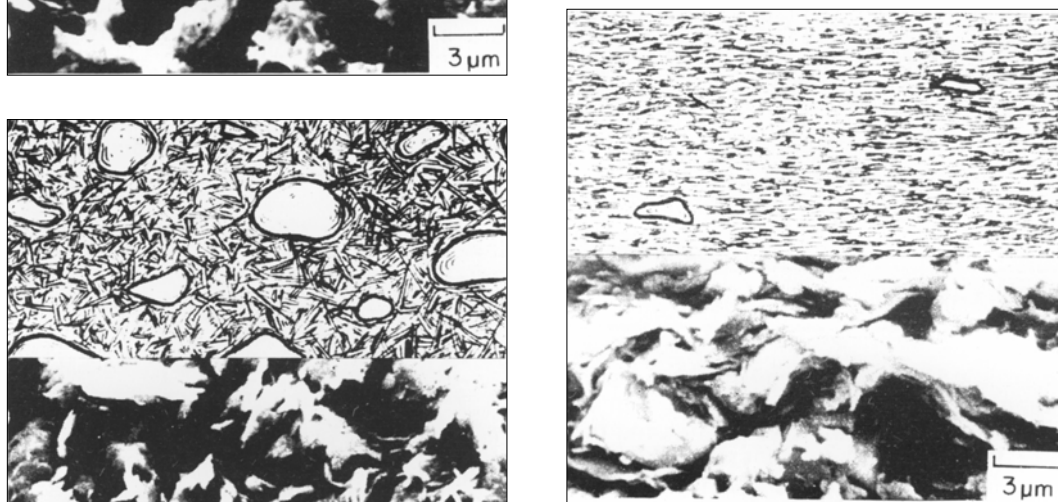


Figur 5.
Lera med öppen
nätverksstruktur
(Sergeyev et al, 1979)



Figur 8 (till höger).
Lera med parallell
struktur (Sergeyev et al,
1979).

Figur 6.
Lera med matrisstruktur
(Sergeyev et al, 1979).



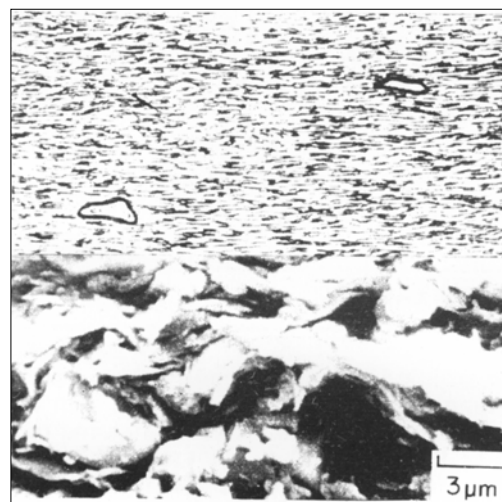
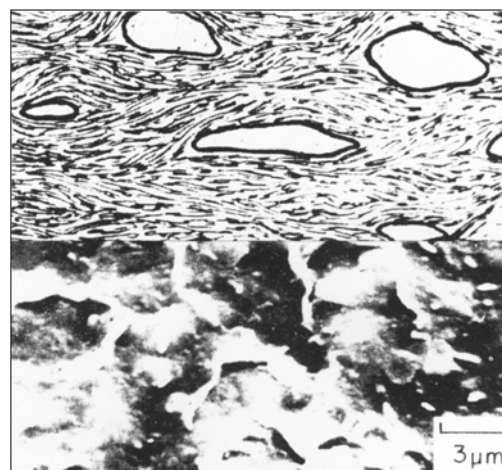
Matrisstrukturen kan också uppstå vid lerans avsättning och är relativt vanlig för kvartära glacialleror.

Ytterligare vertikal sammantryckning ger i siltiga leror upphov till en strömningslik struktur där huvudriktningen för lerpartiklarna är horisontell, men de böjer sig runt de grövre kornen, **Figur 7**. Är de grövre kornen få, blir strukturen mera parallell. Lerpartiklarna är då horisontellt orienterade, **Figur 8**.

En parallell struktur har också observerats i en del varviga glaciala sötvattenavsatta leror. I dessa varierar också ofta kornstorlekarna i varven.

De här skisserade strukturerna är huvudtyper och alla former av övergångsstadier förekommer.

Leror med parallell struktur och strömningsstruktur och en del varviga leror har uttalad



strukturanisotropi (olika struktur i olika riktningar) medan någon sådan inte kan ses i de övriga lerorna.

Strukturanisotropin påverkar främst permeabilitetsegenskaperna (se sid. 26) men har också inverkan på deformations- och hållfasthetssegenskaper.

Torrskorpelera bildas i de övre lerlagren genom uttorkning, tjälning och vittring. I samband med vittringen kan jonbyten och omvandling av lermineralen ske. Torksprickor och rotkanaler påverkar makrostrukturen så att exempelvis dränering går mycket fortare än vad permeabiliteten i mikrostrukturen skulle medge. Rottrådar påträffas ofta ned till 4 à 5 m djup.

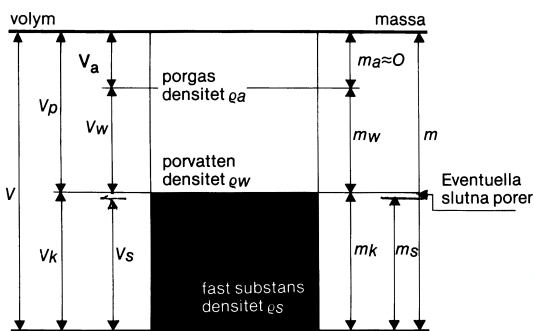
Organiskt innehåll i jorden skapar öppnare och därmed mera kompressibel struktur.

Organiska jordar med låg humifieringsgrad, som filttorv, har uttalad strukturanisotropi med horisontella partiklar (fibrer). Strukturanisotropin avtar med ökande humifieringsgrad.

Grundbegrepp

Allmänt

Jordmaterials geotekniska egenskaper påverkas i hög grad av relationen mellan volymen av fast massa, porvatten och porgas. Denna uttrycks i storheter som portal, porositet, vattenkvot, vattenmättnadsgrad, densitet och tunghet. Definitionerna åskådliggörs i **Figur 9**. Vid beräkningar antas som regel att porvattnets densitet ρ_w är 1 t/m^3 , (1 Mg/m^3), och att dess tunghet är 10 kN/m^3 .



Densitet

Kompaktdensitet ρ_s

Kompaktdensitet betecknar den fasta fasens densitet och är kvoten mellan fasta fasens massa m_s och volym V_s .

$$\rho_s = m_s / V_s$$

För grovkorniga jordar antas vanligtvis $\rho_s = 2,65 - 2,70 \text{ t/m}^3$ och för leror $\rho_s = 2,70 - 2,80 \text{ t/m}^3$.

För filtertorv har uppmätts $\rho_s = 1,45 \text{ t/m}^3$ och för dytorv $\rho_s = 1,70 \text{ t/m}^3$.

Korndensitet ρ_k

Korndensiteten är förhållandet mellan kornets massa m_k och volym V_k inklusive i kornen inneslutna porer och sprickor.

$$\rho_k = m_k / V_k$$

Korndensiteten har som regel samma värde som kompaktdensiteten men för grövre korn av speciellt sandsten och kalksten kan skillnaden bli påtaglig.

Korndensiteten bestäms vanligen med pyknometer. Typiska värden visas i **Tabell 1**.

Mineral	Korndensitet	
	ρ_k (t/m^3)	Anm.
Amfibol	2,8-3,4	Bergartsbildande mineral
Blotit	2,7-3,1	huvudsakligen förekommande i fraktioner grövre än silt. Dock kan kvarts och fältspat utgöra mer än 50 % av lerfraktionen.
Kalcit	2,7	
Kvarts	2,65	
Fältspat	2,5-2,9	
Muskovit	2,8-3,0	
Pyrit	5,0-5,1	
Pyroxen	3,1-3,6	
Illit	2,6-2,7	Lermineral, huvudsakligen förekommande inom lerfraktionen.
Kaolinit	2,6-2,7	
Montmorillonit	2,4-2,6	
Klorit	2,6-3,0	

Tabell 1. Korndensitet för några olika mineral.

Skrymdensitet ρ

Skrymdensiteten är förhållandet mellan total massa m och total volym V .

$$\rho = m / V$$

För vattenmättad jord används beteckningen ρ_m . Om vattenkvot w och kompaktdensitet ρ_s är kända kan ρ_m beräknas ur

$$\rho_m = \frac{w + 1}{w / \rho_w + 1 / \rho_s}$$

Densiteten under vatten, reducerad enligt Archimedes princip (effektiv densitet), blir

$$\rho' = \rho_m - \rho_w$$

Tunghet γ

I de flesta beräkningar används jordens tunghet, där tungheten γ i kN/m^3 är

$$\gamma = g \cdot \rho$$

Värdet på tyngdaccelerationen g sätts normalt till 10 ($9,81$).

Typiska värden på olika jordarters tunghet ges i **Tabell 2**.

Figur 9. Principskiss av jordelement med uppdelning i fasta, flytande och gasformiga beståndsdelar.

Tabell 2.
Typiska värden på
jords tunghet.

Material/Jordart	Tunghet, kN/m ³			
	Vattenmättad, γ_m	Effektiv tunghet under grundvattenytan γ'	Naturfuktig jord ovan grundvattenytan γ	*) Vanligen kapillärt vattenmättade ovan grundvattenytan
Sprängsten	21	11	18	
Makadam	21	11	18	
Grus	22	12	19	
Grusig morän	23	13	20	
Sand	20	10	18	
Sandig morän	22	12	20	
Silt	19	9	17	
Siltig morän	21	11	20	
Lera	17	7	17	*
Lermorän	22	12	22	*
Gyttja	14	4	14	*
Torv	11–13	1–3	11–13	*

Tungheten varierar något med jordens fasthet och ökar om jorden innehåller block och sten.

I vattenmättad mineraljord med känd vattenkvot w kan den vattenmättade tungheten uppskattas ur

$$g_m \approx 10(2,7w + 2,7)/(2,7w + 1)$$

Torrdensitet r_d

Torrdensiteten r_d används främst vid packningskontroll och anger förhållandet mellan kornens massa m_k och total volym V

$$r_d = m_k / V$$

Vattenkvot w

Vattenkvoten betecknar förhållandet mellan vattnets massa m_w och fasta fasens massa m_s

$$w = m_w / m_s \text{ (uttrycks vanligen i \%)}$$

Vattenkvoten bestäms genom vägning av ett prov före och efter torkning i ett dygn vid 105 °C.

För vattenmättade jordar kan w beräknas ur

$$w = \frac{1 - r_m / r_s}{r_m / r_w - 1}$$

Vattenkvoten i naturligt tillstånd betecknas ofta w_N .

Vattenmättnadsgrad S_r

Vattenmättnadsgraden anger hur stor del av porvolymen V_p som är fylld av vatten.

$$S_r = V_w / V_p \text{ (uttrycks vanligen i \%)}$$

För helt torrt material är $S_r = 0$ och för vattenmättad jord är $S_r = 100\%$.

Portal e

Portalet anger förhållandet mellan porvolymen V_p och fasta fasens volym V_k

$$e = V_p / V_k$$

Portalet kan för jord vars korn är fria från porer och sprickor beräknas ur sambandet

$$e = \frac{r_s(w+1)}{r} - 1$$

För samma material helt vattenmättat gäller

$$e = w r_s / r_w$$

Portalet brukar variera mellan 0,3 – 3,0 för lera och silt och mellan 0,15 och 0,9 för sand och grus.

Porositet n

Porositeten anger förhållandet mellan porvolymen V_p och totala volymen V

$$n = V_p / V \text{ (uttrycks vanligen i \%)}$$

Mellan porositet n och portal e råder sambandet

$$e = \frac{n}{1-n}$$

för jord vars korn är fria från porer och sprickor kan porositeten beräknas ur

$$n = 1 - \frac{\rho}{\rho_s(w+1)}$$

Porositeten brukar variera mellan 25 och 75 % för lera och silt och mellan 15 och 45 % för sand och grus.

Densitetsindex I_D

Densitetsindex (även kallat lagringstätheten) definieras av

$$I_D = (e_{max} - e) / (e_{max} - e_{min})$$

(uttrycks vanligen i %)

e_{max} = portalet i lösaste lagring
 e_{min} = portalet i fastaste lagring

I_D används främst för grovkorniga jordarter men i vissa fall också för silt.

Lösaste lagring bestäms genom att med så låg fallhöjd som möjligt (< 10 mm) försiktigt strilla ned det torra materialet i en packningscylinder.

Fastaste lagring bestäms genom att materialet packas till högsta möjliga densitet. Detta sker vanligen med vibrering.

Packningsgrad R_D

Packningsgraden anger förhållandet mellan torrdensiteten ρ_d och maximala torrdensiteten vid tung stampning eller vibrering ρ_{dmax}

$$R_D = \rho_d / \rho_{dmax}$$

Packningsgraden varierar mellan 0,5 – 0,7 vid lös utfyllnad och är ca 1,0 vid hård packning.

Organisk halt

Organisk halt beräknas som viktförhållandet mellan organisk massa och total fast massa. I organisk jord (organisk halt ≥ 20 %) bestäms den organiska halten genom att mäta vikt-förlusten då ett prov som torkats vid 105 °C glödgas vid 800 °C under 60 min. En stor del av vikt-förlusten orsakas av att fast bundet vatten och koldioxid avgår. Glödgningsförlusten måste därför reduceras med erfarenhetsvärden baserade på lerhalt och karbonathalt.

I jord med organisk halt lägre än 20 % är felkällorna vid glödgningsförlustmätning för stora. Den organiska halten bestäms då via bestämning av halten organiskt kol med kolorimetermetoden eller kolanalysator.



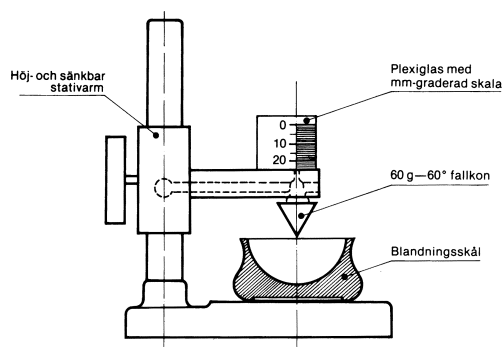
Figur 10. Bestämning av organisk halt med kolorimetermetoden.

Konsistensgränser

Allmänt

Konsistensen hos omrörda finkorniga jordar ändras med vattenkvoten. Om konsistensen från början är flytande övergår den successivt till plastisk och halvfast-sönderfallande allteftersom vattenkvoten minskar. De gränser som används för att beskriva hur materialets konsistens ändras med vattenkvoten, kallas Atterbergs konsistensgränser. Som illustreras i **Figur 11** betecknar *flytgränsen* w_L övergången mellan flytande och plastisk konsistens, *plasticitetsgränsen* w_p övergången mellan plastisk och halvfast konsistens och *krympgränsen* w_s är den gräns, där en ytterligare sänkning av vattenkvoten resulterar i att vattnet i porerna ersätts med luft i stället för att volymen minskar.

Figur 12. Utrustning för bestämning av konflytgräns.



En enpunktsmetod har utarbetats så att flytgränsen kan beräknas ur konintryck mellan 7 och 15 mm.

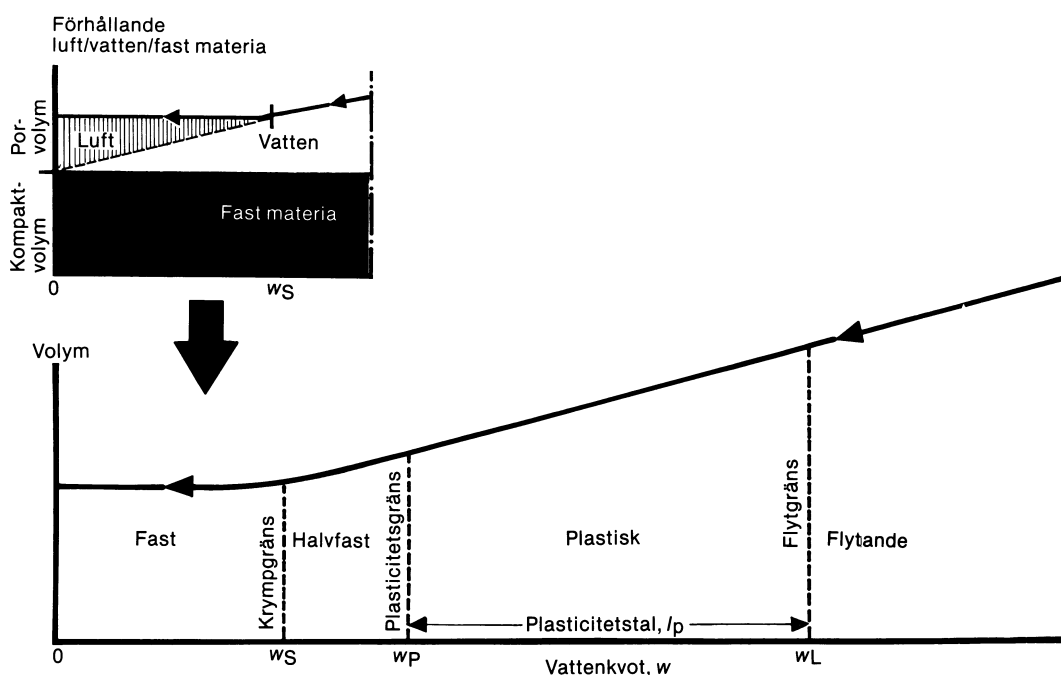
$$w_L = M \cdot w + N$$

M och N erhålls ur **Tabell 3**.

Vid bestämning av konsistensgränser bör provet inte få torka innan bestämningen görs.

Flytgräns w_L

Flytgränsen definierar övergången mellan flytande och plastisk konsistens. Den bestäms som konflytgräns med fallkonapparat. Konflytgränsen mäts genom att det omrörda provet fylls i en skål. Denna placeras i en fallkonapparat och en kon med massan 60 g och spetsvinkeln 60° förs ned så att spetsen tangerar provets yta, **Figur 12**. Konen får sedan falla fritt och konintrycket (nedträngningsdjupet) mäts. Försöket kan upprepas vid olika vattenkvoter och koninträngningen plottas då mot vattenkvoten. Vattenkvoten då konens inträngning är 10 mm motsvarar konflytgränsen.



Figur 11. Konsistensformer och konsistensgränser.

Konintryck <i>i</i> , mm, heltal	Värde	Konintryck, mm, tiondelar									
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
7	M	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14	1,14	1,13
	N	-3,5	-3,4	-3,2	-3,0	-2,9	-2,7	-2,6	-2,5	-2,3	-2,2
8	M	1,12	1,11	1,11	1,10	1,10	1,09	1,08	1,07	1,07	1,06
	N	-2,1	-1,9	-1,8	-1,7	-1,6	-1,4	-1,3	-1,2	-1,1	-1,0
9	M	1,05	1,05	1,04	1,04	1,03	1,03	1,02	1,01	1,01	1,00
	N	-0,9	-0,8	-0,7	-0,6	-0,5	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1
10	M	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,98	0,97	0,97	0,96	0,96
	N	0	0,1	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7
11	M	0,96	0,95	0,95	0,94	0,94	0,94	0,93	0,93	0,93	0,92
	N	0,7	0,8	0,9	0,9	1,0	1,1	1,1	1,2	1,3	1,3
12	M	0,92	0,92	0,91	0,91	0,91	0,90	0,90	0,90	0,89	0,89
	N	1,4	1,4	1,5	1,5	1,6	1,7	1,7	1,8	1,8	1,9
13	M	0,89	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,87	0,87	0,86
	N	1,9	2,0	2,0	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3

Tabell 3. Samband mellan konintrycket i (60 g – 60° kon) och faktorerna M och N i formeln $w_L = M \cdot w + N$

Plasticitetsgräns w_p

Plasticitetsgräns, eller utrullningsgräns, definieras som den lägsta vattenkvot vid vilken ett jordprov kan rullas ut till en 3 mm tjock tråd utan att falla sönder. Utrullningen görs för hand, vanligen på ett vattenabsorberande papper.

Krympgräns w_s

Krympgränsen är den vattenkvot där ytterligare minskning av vattenkvoten inte medför någon volymminskning. Vid krympgränsen skiftar jorden färg och blir ljusare då luft tränger in i porerna. Krympgränsen kan bestämmas genom att mäta det vid 105 °C torkade provets massa m_s och volymen V . w_s kan sedan beräknas ur

$$w_s = \rho_w (V / m_s - 1 / \rho_s)$$

Plasticitetstal eller plasticitetsindex I_p

Då vattenkvoten i en jord är mellan plasticitetsgränsen och flytgränsen har jorden en plastisk konsistens. Differensen mellan w_p och w_L kallas plasticitetstal eller plasticitetsindex I_p .

$$I_p = w_L - w_p$$

Flytindex I_L

Flytindex definieras av ekvationen.

$$I_L = (w - w_p) / I_p$$

Flytindex ger en indikation på strukturens känslighet för mekanisk störning. För kvickleror är I_L alltid större än 1 och i torrskorpa kan det vara så lågt som 0.

Konsistensindex I_C

Konsistensindex definieras av ekvationen

$$I_C = (w_L - w) / I_p$$

Flytindex används för lösa jordar medan konsistensindex lämpar sig bättre för fasta jordar.

Aktivitetstal a_c

Aktivitetstalet är ett mått på hur plasticitetsindex I_p ökar med ökande lerhalt.

$$a_c = I_p / \text{lerhalt}$$

Lerhalten är lerfraktionens andel av hela provets massa. a_c beror på hur stor del av lerfraktionen som består av lermineral och vilka lermineral som ingår.

Med hänsyn till aktivitetstalet klassificeras leror enligt följande

Benämning	Aktivitetstal a_c
Låg aktivitet	< 0,75
Normal aktivitet	0,75-1,25
Hög aktivitet	> 1,25

Svällande leror som innehåller lermineralet montmorillonit har högt aktivitetstal. Kvikle-
ror har låg aktivitet. De svenska illitiska lerorna har vanligen normal aktivitet.

Aktivitetstal för några olika mineral framgår av Tabell 4.

Mineral	Aktivitetstal	Referens
Kvarts	0,0	von Moos (1938)
Kalcit	0,18	von Moos (1938)
Glimmer (muskovit)	0,23	von Moos (1938)
Kaolinit	0,33	Nortey (1950)
Kaolinit	0,46	Samuels (1950)
Illit	0,90	Northey (1950)
Ca-montmorillonit	1,5	Samuels (1950)
Na-montmorillonit	7,2	Samuels (1950)

Tabell 4. Aktivitetstal för olika lermineral.

Kornfördelning

Allmänt

Kornstorleksfördelningen, vanligen förkortat kornfördelningen, och formen av de enskilda partiklarna i en jord påverkar dess geotekniska egenskaper. Kornfördelningen är därför en viktig grund för klassificering av jordar (se sid 18). Kapillaritet och permeabilitet beror på porstorlek och porvolym. Kompressibilitet och skjuvhållfasthet påverkas av kornfördelning och relativ lagringstäthet. Kornfördelningen har främst betydelse för grövre fraktioner av jorden. För leriga jordar har lerhalten stor betydelse, men lerans egenskaper beror på struktur och spänningshistoria snarare än på storleken hos enskilda partiklar.

Sten- och blocksortering

Vid sten- och blockrik jord sker ofta en sortering av sten och block i fält. Stensortering görs med hjälp av galler eller perforerade plåtar och stenfraktionerna vägs. Blocksortering görs med hjälp av grova galler eller genom direkt mätning. Då vägning medför praktiska problem mäts ofta blockhögarnas volym och hålrumsp procenten antas vara 40 – 50 %.

Sten- och blocksortering blir ofta så omfattande att sten- och blockhalt hellre bedöms indirekt med ledning av upptagna jordprover, utförda sonderingar och geologiska förhållanden.

Indirekt bedömning av sten- och blockhalt

Jordprover som tagits med vanliga provtagare kan endast innehålla grovt grus och enstaka mindre stenar. Om ett jordprov benämns som stenigt eller grusigt (se Tabell 7–9), måste man förutsätta att jordlagret även innehåller sten och block. Inte ens sand kan förutsättas vara helt sten- och blockfri utan särskilda undersökningar eller speciella geologiska förhållanden (t.ex. dynsand eller svämsand). Är graderingstalet C_v större än 9 måste man räkna med en relativt hög sten- och blockhalt även i sand. Samma gäller om jordprovet benämns som morän.

I stort sett kan moränernas blockhalt sägas följa nedanstående schema:

Moräntyp	Blockhalt
Grovkornig morän	Mycket blockig
Blandkornig morän	Blockig – mycket blockig
Finkornig morän	Något blockig – blockig

Observera att moräner kan ha hög stenhalt även om blockhalten är låg.

Rullstensgrus och övriga avlagringar av grövre sediment förekommer vanligen i åsar och vallar. De kännetecknas ofta av snabb växling mellan lager av finare och grövre fraktioner, t.ex. rullstensåsar. Ofta benämns allt material i en rullstensås som åsgrus och man måste vid sådan klassificering räkna med förekomst av sten och block.

I en ås som huvudsakligen är uppbyggd av sten och grus är en blockhalt av 5 – 10 viktprocent vanlig, liksom en stenhalt av 40 – 60 viktprocent. I en ås som huvudsakligen är uppbyggd av grus och sand är blockförekomsten normalt liten.

Generellt gäller att stenhalt kan uppgå till ca 25 viktprocent i sandigt grus och till ca 15 viktprocent i grusig sand.

Vid sondering med lätt utrustning stoppar sondspetsen mot större stenar och block, vilket ger mycket varierande stoppnivåer i närliggande borrhål. Vid jordbergsondering fås direkta uppgifter om genomborrade block. Vid bedömning av sten- och blockhalt från sondering måste man observera den lilla sannolikheten att sonden skall träffa en sten eller ett block då förekomsten av dessa är måttliga.

Siktning

Vid siktning används en serie siktar av trådnät med kvadratiska hål. Kornstorleken antas motsvara den fria maskvidden hos trådnätet. Normalt siktas material mindre än 63 mm. En siktserie som är avpassad för fraktionsgränserna vid jordartsklassificering och som ansluter till internationell standard bör användas. Siktserien bör därför innefatta siktar med fri maskvidd av 0,063, 0,2, 0,63, 2,0, 6,3 och 20 mm samt, beroende på materialets sammansättning, lämpliga siktar med maskvidder däremellan.

Är finjordshalten (se Tabell 6, sid 19) låg kan siktningen utföras som torrsiktning utan föregående tvättning. Vid högre finjordshalt måste material finare än 0,063 mm tvättas bort före siktningen. Alternativt kan siktningen utföras som våtsiktning med vattenspolning. Torrsiktning utförs i skakapparat och skakningstiden är normalt ca 10 min.

Sedimentationsanalys

Vid sedimentationsförsök får ett uppslammat jordprov sedimentera i vatten. Normalt utförs försöket på material finare än 0,063 mm, men för naturliga leror med mycket låg grovjordshalt kan material upp till 2 mm tas med. Kornstorleken beräknas ur partiklarnas sedimentationshastighet med hjälp av Stokes lag. Den partikeldiameter som utvärderas är en diameter som motsvarar diametern hos en sfärisk kropp med samma fallhastighet och densitet som jordpartikeln.

Före försöket kan jorden behöva förbehandlas så att organiskt material, järn, kalk och salter tas bort.

Sedimentationsförsök används för att bestämma kornstorlekar mellan 0,1 mm och 0,001 mm. Korn större än 0,1 mm orsakar turbulens och för korn mindre än 0,001 mm blir metoden mycket tidskrävande och felkällor som flockulering, temperaturvariationer och s.k. Brownska rörelser blir svårkontrollerade.

För sedimentationsförsök används ett flertal metoder, som hydrometermetoden, pipettmetoden, vågkroppsmetoden och metoden med fallande droppe.

Kornform

Kornformen bestäms som regel okulärt. Detta görs normalt endast för grövre korn och utförs då okulärt med hjälp av jämförande standarddiagram. För finare korn kan kornformen bestämmas med hjälp av mikroskop. För beskrivning av kornform används termer enligt nedanstående tabell:

Parameter	Kornform
Kantighet/rundhet	Mycket kantig
	Kantig
	Mindre kantig
	Mindre rund
	Rund
	Mycket rund
Form	Kubisk
	Flat
	Avlång
Ytstruktur	Skrovlig
	Slät



Figur 13.
Sedimentationsanalys
med vågkropps-
metoden.

Klassificering av jordarter

Allmänt

Flera olika klassificeringssystem används för närvarande i Sverige. Dessa är grundade antingen på jordarternas bildningssätt, på deras sammansättning eller på deras tekniska egenskaper i olika sammanhang. Exempel på jordartsbenämningar som hänför sig till bildningssätt är morän, svämmlera, flygsand etc. Dessa benämningar ger värdefulla upplysningar om jordens uppbyggnad och därmed dess geotekniska egenskaper.

Jordarterna uppdelas efter de ingående beståndsdelarna i mineraljordar och humusjordar. Kornstorleken och kornfördelningen hos en mineraljord är en av de viktigaste faktorerna för dess mekaniska egenskaper. En klassificering efter kornstorlek i olika kornfraktioner är därför en första nödvändig åtgärd. Därutöver kan egenskaper som tjälfarlighet, relativ lagringstäthet, konsistensgränser, sensitivitet etc. användas för klassificering av jorden.

Klassificering efter kornstorlek

Mineraljordarna klassificeras efter kornstorlek och kornfördelning. Denna klassificering har tidigare varit likartad i de flesta länder men fraktionsgränserna har skilt sig något åt. Sedan år 2004 finns en gemensam europeisk och internationell standard för geoteknisk klassificering av jord, SS-EN ISO 14668. Enligt denna skall jord klassificeras på basis av dess sammansättning med hänsyn till kornfördelning, plasticitet, organiskt innehåll och tillkomst. Denna klassificering följs i denna skrift.

För att kunna läsa och förstå äldre geotekniska utredningar måste man dock känna till något om tidigare klassificeringssystem. Ett äldre klassificeringssystem från 1953 var i bruk för geotekniska ändamål i Sverige fram till 1981. Systemet från 1953 har dock fortsatt att användas inom angränsande ämnesområden. Det äldre systemet är beskrivet i Bygg.1 B.1972.

För att nå större enhetlighet inom Norden och internationellt framlade SGF:s laborie-kommitté 1980 förslag om nya regler för be-

nämning. Dessa antogs av SGF 1981 och har använts för geotekniska ändamål fram till dessa dagar.

En jämförelse mellan tidigare fraktionsindelningar i några olika länder visas i [Tabell 5](#).

En detaljerad redovisning av den nya internationella standarden ges i [Tabell 6](#).

Jordartsgrupper

Med avseende på block- och stenhalt respektive finjordshalt indelas *mineraljordarna i fyra huvudgrupper*:

- Mycket grov jord jordar som huvudsakligen består av block och sten
- Grovjord grus- och sandjordarter
- Blandkornig jord siltiga eller leriga grus- och sandjordar
- Finjord silt- och lerjordar

Riktvärden för indelningen ges i [Tabell 7](#).

Benämning	Halt av block+sten i viktprocent av totala jordmängden	Halt av finjord i viktprocent av material < 63 mm
Mycket grov jord	> 40	–
Grovjord	< 40	< 15
Blandkornig jord	< 40	15 – 40
Finjord	< 40	> 40

Anm. Jorden kan också indelas på basis av bildningssätt. I Sverige gäller detta t.ex. olika former av moräner.

Klassificering efter kornfördelning och graderingstal

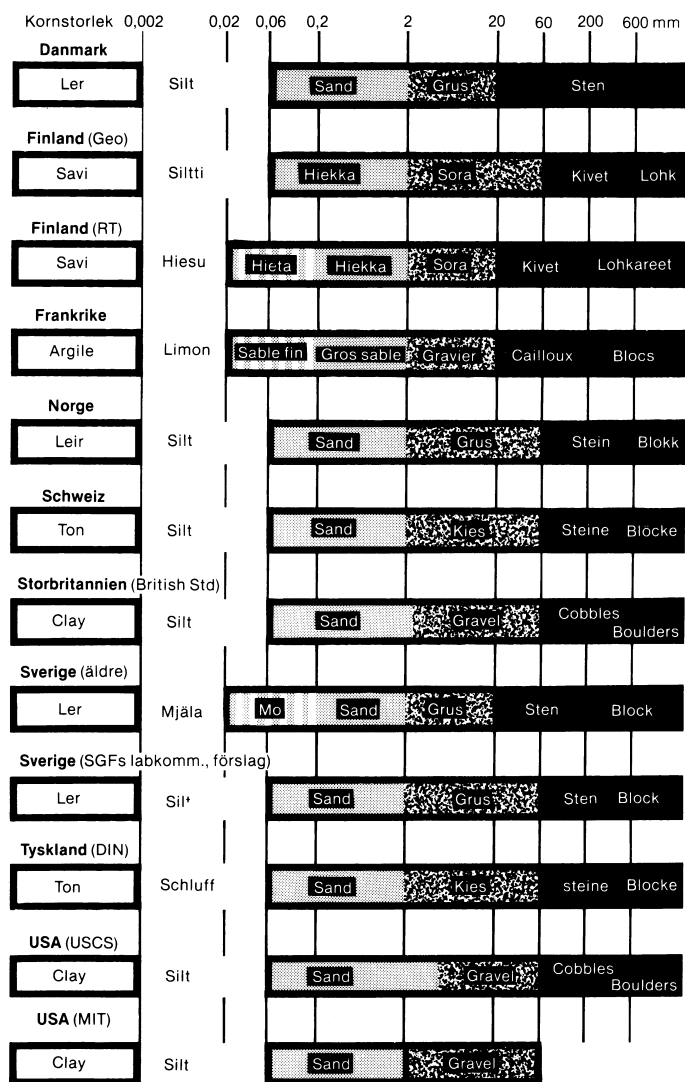
Klassificering av grovkornig och mycket grovkornig jord baseras enbart på kornfördelningen, se [Tabell 8](#).

Fraktion	Viktprocent	Term
Block	< 5	Något blockig
	5 till 20	Blockig
	> 20	Mycket blockig
Sten	< 10	Något stenig
	10 till 20	Stenig
	> 20	Mycket stenig

Finjordshalten skall normalt vara minst 40 % av material < 63 mm för att huvudbenämningen skall vara silt eller lera. Lerhalten skall

Tabell 7.
Riktvärden för indelning av mineraljordar i huvudgrupper.

Tabell 8.
Indelning av grovkornig och mycket grovkornig jord med avseende på block- och stenhalt.



Tabell 5.
Fraktionsindelningar i
några olika länder år 1981.

Huvudfraktion	Underfraktioner	Beteckning	Fraktionsgränser mm
Mycket grov jord	Stora block	LBo	> 630
	Block	Bo	> 200 till 630
	Sten	Co	> 63 till 200
Grovjord	Grus	Gr	> 2 till 63
	Grovgrus	CGr	> 20 till 63
	Mellangrus	MGr	> 6,3 till 20
	Fingrus	FGr	> 2 till 6,3
	Sand	Sa	> 0,063 till 2,0
	Grovsand	CSa	> 0,63 till 2,0
	Mellansand	MSa	> 0,2 till 0,63
Finjord	Finsand	FSa	> 0,063 till 0,2
	Silt	Si	> 0,002 till 0,063
	Grovsilt	CSi	> 0,02 till 0,063
	Mellansilt	MSi	> 0,0063 till 0,02
	Finsilt	FSi	> 0,002 till 0,0063
	Ler	Cl	≤ 0,002

Tabell 6.
Indelning av mineraljord
i kornfraktioner.

dessutom normalt vara minst 20 % av finjordshalten för att huvudbenämningen skall vara lera. Utöver klassificeringen med ledning av kornfördelningen finns klassificeringstester och plasticitetsdiagram för bedömning av om jorden skall klassificeras som silt eller lera. Dessa kan medföra en annan klassificering, speciellt då jordens mineralsammansättning avviker från den som är vanlig i Sverige.

Om en fraktion förutom huvudfraktionen har väsentlig betydelse för jordens egenskaper används adjektiv vid benämningen t ex sandig silt. Flera adjektiv kan användas för att beskriva jordens karaktär och de placeras i så fall närmare huvudordet ju större betydelse fraktionen har för jordens egenskaper. I en stenig, sandig silt har sandfraktionen näst silt den största betydelsen. Klassificeringen kan göras med ledning av **Tabell 9**.

Som hjälpmedel vid klassificeringen efter kornfördelning kan också nomogram användas, **Figur 14**.

Kornfördelningen uppgraderas i en kornfördelningskurva, **Figur 15**.

Kornstorleken betecknas med symbolen d . Kornstorleken hos de partiklar som på kornfördelningskurvan motsvarar passerande viktmängd 60 %, 40 % etc. betecknas d_{60} , d_{40} etc.

Kornfördelningskurvans lutning anges genom graderingstalet C_U .

$$C_U = d_{60} / d_{10} \quad \text{jfr } \text{Figur 15}$$

Krökningstalet C_C är ett mått på kornfördelningskurvans form inom området från d_{10} till d_{60} .

$$C_C = (d_{30})^2 / (d_{10} \cdot d_{60})$$

C_U och C_C används för grovjord och blandkornig jord där gränserna d_{60} , d_{30} och d_{10} avser den vid siktningen passerande jordmassan.

Storleken av graderingstalet och krökningstalet ger ett mått på kornfördelningen och jordarna kan indelas i ensgraderade, mellangraderade och månggraderade jordar, **Tabell 10**.

Kornfördelning	C_U	C_C
Månggraderad	> 15	$1 < C_C < 3$
Mellangraderad	6 till 15	< 1
Ensgaderad	< 6	< 1
Språnggraderad	Vanligen högt	Ingen regel (vanligen < 0,5)

Ofta är förhållandet d_{60}/d_{10} inte representativt för korngraderingen beroende på att kornfördelningskurvan har ett ojämnt förlopp. Om kornfördelningskurvan har ett språngartat förlopp, genom att en eller flera mellanliggande kornfraktioner är underrepresenterade, kallas jorden språnggraderad.

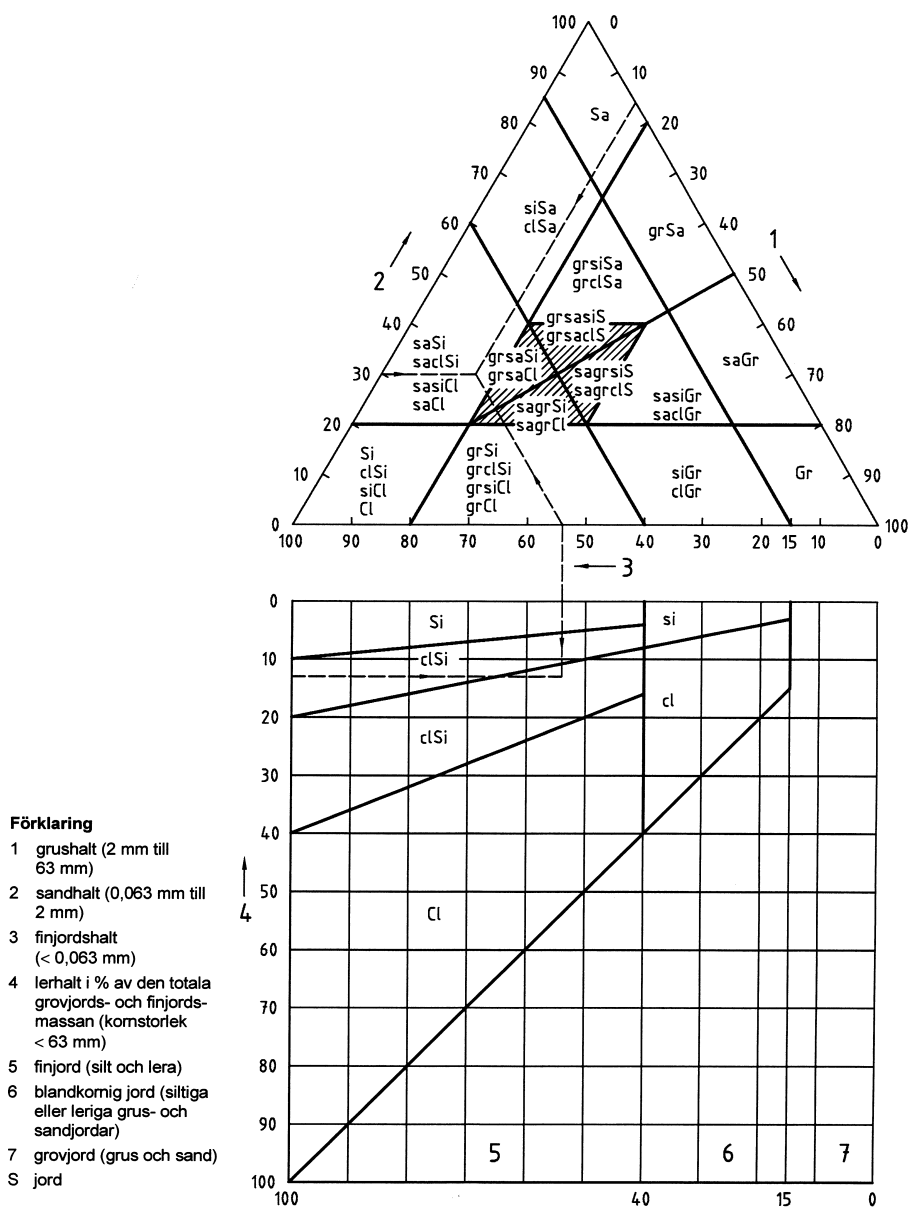
Klassificering och benämning av jordar sker oftast okulärt. För att skilja lera och silt kan skakprov, konsistensgränserna och det torkade provets konsistens användas. I många fall har dock finjordshalten den största betydelsen och materialet behöver siktas och sedimenteras. Speciellt viktigt är det att i samband med packning av jord känna dess finjordshalt, då denna kan vara utslagsgivande för val av packningsmetod och också för packningsresultatet.

Tabell 10.
Indelning efter korngradering.

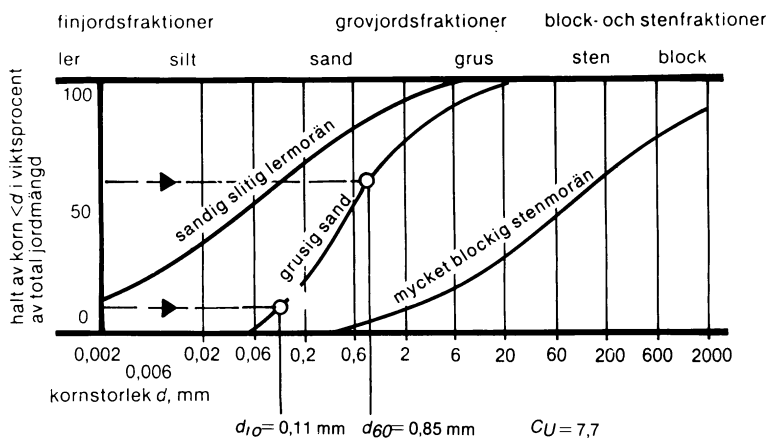
Tabell 9.
Riktvärden för indelning av mineraljordarter på basis av ingående fraktionsstorlekar.

Fraktion	Fraktionsstorlek i viktprocent av material ≤ 63 mm	Fraktionsstorlek i viktprocent av material $\leq 0,063$ mm	Jordartsbenämning	
			Tilläggsord	Huvudord*
Grus	20–40 > 40		grusig	grus
Sand	20–40 > 40		sandig	sand
Silt + ler (finjord)	5–15	< 20	något siltig	
		20	något lerig	
	15–40	< 20	siltig	
		20	lerig	
	> 40	< 10		silt
		10–20	lerig	silt
		20–40	siltig	lera
		> 40		lera

* Som huvudord används också olika former av morän. Morän betecknas Mn.



Figur 14. Nomogram för klassificering av mineraljord efter kornstorleksfördelning.



Figur 15. Exempel på kornfördelningskurvor. Bestämning av **graderingstalet** exemplifierad för den grusiga sanden.

Tabell (13 till höger).
Klassificering efter konsistensgränser enligt SGF 1981.

Klassificering efter densitet (eller lagringstäthet)

För grovkorniga jordarter ingår ofta densiteten (lagringstätheten) i klassificeringen, **Tabell 11**.

Benämning	Densitetsindex I_D %
Mycket lös	0 till 15
Lös	15 till 35
Mellanfast	35 till 65
Fast	65 till 85
Mycket fast	85 till 100

Tabell 11.
Indelning efter densitetsindex.

Tabell (14 till höger).
Klassificering efter konsistensindex.

Eventuell förekomst av humus anges.

Fastheten i grovjord uppskattas normalt på basis av sonderingsresultat.

Enligt Plattgrundläggningshandboken klassificeras jordens fasthet på basis av sonderingsresultat enligt **Tabell 12**.

Ovanstående relativa fasthetsindelning kan inte direkt översättas till lagringstäthet men i stort antas motsvara indelningen med avseende på densitetsindex.

En bättre bedömning av jordens fasthet kan fås ur resultaten från CPT-sondering (SGI Information 15).

Klassificering efter konsistensgränser

Lera och lerig silt klassificeras ofta med hänsyn till konsistens och mekaniska egenskaper. Detta görs på basis av flytgräns w_L och plasticitetsgräns w_p och därur framräknat plasticitetsindex I_p . Graden av plasticitet bör enligt den internationella standarden anges med termerna oplastisk, lågplastisk, mellanplastisk och högplastisk, men några gränser för denna indelning anges inte. Enligt SGF:s klassificeringssystem från 1981 indelas finkornig jord med hänsyn till konsistensgränser enligt **Tabell 13**.

Tabell 15.
Indelning efter odränerad skjuvhållfasthet.

Tabell 12.
Klassificering av jords fasthet på basis av sonderingsresultat enligt Plattgrundläggningshandboken.

Relativ fasthet	Trycksond (TrS) Spetsmotstånd q_c MPa	Hejarsondering Hfa(netto) slag/0,2 m	Viktsondering Vim halvvarv/0,2 m
mycket låg	0 – 2,5	0 – 4	0 – 10
låg	2,5 – 5,0	2 – 8	10 – 30
medelhög	5,0 – 10,0	6 – 14	20 – 50
hög	10,0 – 20,0	10 – 30	40 – 90
mycket hög	> 20,0	25	> 80

Benämning	Flytgräns w_L	Plasticitetstal I_p
Lågplastisk	< 30	< 10
Mellanplastisk	30 – 50	10 – 25
Högplastisk	50 – 80	25 – 50
Mycket högplastisk	> 80	> 50

För oplastiska jordar är $I_p = 0$.

Lera och silt kan också klassificeras med avseende på konsistensindex I_C . Denna indelning görs enligt **Tabell 14**:

Konsistens hos silt och lera	Konsistensindex I_C
Mycket lös	< 0,25
Lös	0,25 till 0,50
Fast	0,50 till 0,75
Styv	0,75 till 1,00
Mycket Styv	> 1,00

Denna indelning kan vara ungefärlig, särskilt i lågplastisk jord. Jordens hållfasthet behöver inte heller vara konstant för ett givet konsistensindex. Flytindex kan användas som ett alternativ.

Klassificering efter odränerad skjuvhållfasthet och sensitivitet

De finkorniga jordarna kan också indelas med hänsyn till den odränerade skjuvhållfastheten c_u och sensitiviteten. Dessa värden bestäms rutinmässigt med fallkonförsök vid undersökning av lera. Med hänsyn till den odränerade skjuvhållfastheten kan de finkorniga jordarna indelas enligt **Tabell 15**.

Benämning m. avs. på odränerad skjuvhållfasthet kPa	Odränerad skjuvhållfasthet c_u
Extremt låg	< 10
Mycket låg	10 till 20
Låg	20 till 40
Medium	40 till 75
Hög	75 till 150
Mycket hög	150 till 300
Extremt hög	> 300

Material med odränerad skjuvhållfasthet större än 300 kPa kan uppföra sig som svaga bergarter och bör då betecknas som berg enligt ISO 14689-1.

Sensitiviteten S_t anger förhållandet mellan den odränerade skjuvhållfastheten i ostört och omrört tillstånd. Finkorniga jordar kan klassificeras med hänsyn till sensitivitet enligt **Tabell 16**.

Benämning	Sensitivitet
Lågsensitiv	< 8
Mellansensitiv	8–30
Högsensitiv	> 30

Med kvicklera avses en lera med sensitiviteten > 50. Den skall dessutom i omrört tillstånd ha en odränerad skjuvhållfasthet som är mindre än 0,4 kPa, vilket motsvaras av att konen 60 g – 60° sjunker mer än 20 mm i det omrörda materialet.

Klassificering efter överkonsolideringskvot

Finkorniga jordars mekaniska egenskaper är i hög grad beroende av förkonsolideringstrycket (se sid 34). Jordens kompressionsegenskaper ändras markant vid förkonsolideringstrycket och hållfasthetsegenskaperna är beroende av detta. Förkonsolideringstrycket σ'_c bestäms genom kompressionsförsök i odometer.

Om förkonsolideringstrycket på en nivå i jorden motsvarar det rådande effektiva vertikalttrycket σ'_0 sägs jorden vara normalkonsoliderad. Är σ'_c större än σ'_0 är jorden överkonsoliderad. Förhållandet mellan σ'_c och σ'_0 kallas överkonsolideringskvot *OCR* (overconsolidation ratio). Klassificering med avseende på överkonsolideringskvot ingår inte i det internationella systemet, men enligt SGF 1981 kan jorden klassificeras enligt **Tabell 17**.

Benämning	Överkonsolideringskvot <i>OCR</i>
Normalkonsoliderad eller lätt överkonsoliderad	1–1,5
Överkonsoliderad	1,5–10
Starkt överkonsoliderad	>10

Övriga faktorer för klassificering

Vid klassificering av finkorniga jordar bör alltid anges om de är varviga. Innehåll av snäckor, rottrådar, sulfid och annat organiskt innehåll anges också.

Jordens färg i naturligt tillstånd brukar anges. Det skall då observeras att oxider, sulfider och organiskt innehåll snabbt skiftar färg i fria luften. Jorden kan också klassificeras med avseende på kalkhalt.

Humus och organiska sulfider

Mineraljordarna är ofta uppblandade med humusämnen eller förekommer växelvis tillsammans med rent organiska jordar. Mängden ingående organiskt material påverkar starkt en jords mekaniska egenskaper. Klassificering efter organisk halt (**Tabell 18**) är därför lika viktig som klassificering efter kornstorlek och kornfördelning.

Ofta bildas i samband med förruttelseprocesser i jorden organiska sulfider, som i likhet med humusämnen starkt påverkar en jordarts egenskaper.

De organiska jordarterna indelas efter det organiska materialets karaktär i huvudgrupperna gyttja, dy och torv.

Gyttja består av sönderdelade växt- och djurerester rika på fett och äggviteämnen. Färgen är grön- eller brunaktig och ljusnar vid torkning. Från gyttja fås ett ljust alkaliextrakt. I naturfuktigt tillstånd har gyttja karaktären av en mer eller mindre elastisk massa.

Benämning	Typ av jord	Organiskt innehåll % av torr massa ≤ 2 mm	Exempel på jordart
Lågorganisk	Organisk mineraljord	2–6	gyttjig lera, gyttjig siltig lera etc., dyig lera, dyig silt etc., torvblandad sand etc., mullhaltig lera, mullhaltig lerig sand etc.
Mellanorganisk	Mineralisk organisk jord	6 till 20	lerig gyttja (lergyttja), siltig gyttja etc., lerig dy, sandig dy etc., lerig filltorv, sandig filltorv etc., lerig mulljord, sandig mulljord etc.
Högorganisk	Organisk jord	> 20	Gyttja, dy, dytorv, mellantorv, filltorv, mulljord.

Anm.: När humushalten är < 2 % kan jordarten benämnas något humushaltig, något gyttjig etc. om så anses nödvändigt för att noggrannare karaktärisera den.

Ospecificerad organisk jord betecknas Or, gyttja betecknas Gy, dy betecknas Dy och torv betecknas Pt.

Tabell 17. Klassificering efter överkonsolideringskvot enligt SGF 1981.

Tabell 16 (vänster spalt). Klassificering efter sensitivitet.

Tabell 18. Indelning av jordarterna med hänsyn till organisk halt

Dy består av utfälld humussubstans. Färgen är brunsvart och ändras obetydligt vid uttorkning. Dy är som regel uppblandad med andra jordarter. Alkaliextraktet är mörkbrunt. Dy har en lös klibbig konsistens.

Torv bildas av växtrester på sådana ställen där fuktigheten är så stor att växterna genom vattnet skyddas från förmultning. Alltefter tillgång på luft sönderdelas växtresterna.

Torv klassificeras efter förmultningsgraden, oftast efter von Posts 10-gradiga skala. Bedömningen sker genom att krama ett torvprov i handen. Torv kan grovt indelas i filttorv, mellantorv och dytorv, **Tabell 19**. För filttorv är den vätska som pressas ut mellan fingrarna nästan klar och gulbrun. Det fasta materialet stannar kvar och har en tydlig växtstruktur och filtartad konsistens. Om däremot större delen av provet passerar genom fingrarna som en brun grötig massa benämns det dytorv.

Tabell 19.
Benämning och beskrivning av organisk jord.

Benämning	Beskrivning
Filttorv	Låg förmultningsgrad (Grupp H1-H4 i von Posts skala 1921). Filtig konsistens. Lätt urskiljbar växtstruktur av i första hand vitmossor.
Mellantorv	Måttlig förmultningsgrad (Grupp H5-H7 i von Posts skala). Urskiljbar växtstruktur.
Dytorv	Hög förmultningsgrad (Grupp H8-H10 i von Posts skala). För blotta ögat ej urskiljbar växtstruktur. Grötig konsistens.
Gyttja	Sönderdelade växtdelar och djurrester. Kan innehålla oorganiska beståndsdelar.
Humus	Växtlämningar, levande organismer och deras avsöndringar tillsammans med organiskt material. Bildar ytjorden.

Innehåller torven stubbar och vedrester anges detta.

Råhumus förekommer främst i skogsområden som ett tunt lager närmast ytan. Detta lager har vanligen en tydlig växtstruktur. Humusformen i matjord benämns mull.

Speciella jordarter

Förutom mineraljordar och organiska jordar finns speciella jordarter som skaljordarter, kiselgrus och kemiskt utfällda sediment. Skaljordarterna innehåller mer eller mindre sönderdelade skal av musslor och snäckor medan kiselgrus i huvudsak innehåller skal av kiselalger. Kemiska sediment som bleke och limonit har bildats genom utfällning av kalciumkarbonater eller järnföreningar. Med sulfidjord avser man i geotekniska sammanhang i Sverige främst den speciella form av sulfidjord som innehåller järnmonosulfid FeS och bildas genom nedbrytning av organiskt material i finkorniga sediment under anaeroba förhållanden. Jord som geotekniskt klassificeras som sulfidjord är lokaliserad till Bottniska vikens kustland och består i huvudsak av organisk silt eller organisk siltig lera. Bortsett från sulfidjord och bleke är de speciella jordarterna ganska sällsynta och mäktigheten är liten.

Indelning i materialgrupper efter tekniska egenskaper i byggnadssammanhang

Beroende på jordarternas användbarhet som vägbyggnadsmaterial delas de in i materialtyperna 1–6 enligt ATB VÄG 2005. I **Tabell 20** anges kraven för de olika grupperna.

Klassificering med hänsyn till tjälfarlighet

Med hänsyn till de egenskaper jordarterna uppvisar vid tjälning och upptining indelas de enligt ATB Väg och Anläggnings AMA i tjälfarlighetsklasser enligt **Tabell 21**. Halterna som anges i tabellen avser material < 63 mm.

Materialtyp	Bergtyp	Halten av jordmängd ≤ angiven kornstorlek/total mängd ≤ angiven kornstorlek, viktsprocent				Exempel på jordarter
		Mycket grov jord 63/2000 mm	Finjord 0,063/63 mm	Ler 0,002/0,063 mm	Organisk halt % /63 mm	
1 2	1, 2	≤ 40	< 10 ≤ 15		≤ 2 ≤ 2	Bo, Co, Gr, Sa, saGr, grSa, GrMn, SaMn
3 A 3 B	3	≤ 40	≤ 30 15 - 30		≤ 2 2	siSa, siGr, siSaMn, siGrMn
4 A 4 B		≤ 40	30 - 40 > 40	> 40	≤ 2 ≤ 2	clMn Cl, ClMn
5		≤ 40	> 40	≤ 40	≤ 6	Si, clSi, siCl, SiMn, gyCl, gySi
6			Övriga jordar och material			Pt, Or, siOr, Gy, saOr, clGy, alternativa material

Tabell 20.
Indelning av berg och jord i materialtyp.

Tjälfarlighetsklass	Beskrivning	Exempel på jordarter
1	Icke tjällyftande jordarter Dessa kännetecknas av att tjällyftningen under tjältningsprocessen i regel är obetydlig. Klassen omfattar materialtyp 2 samt organiska jordarter med organisk halt > 20 %.	Gr, Sa, saGr, grSa, GrMn, SaMn, Pt
2	Något tjällyftande jordarter Dessa kännetecknas av att tjällyftningen under tjältningsprocessen är liten. Klassen omfattar materialtyp 3B.	siSa, siGr, siSaMn, siGrMn
3	Måttligt tjällyftande jordarter Dessa kännetecknas av att tjällyftningen under tjältningsprocessen är måttlig. Klassen omfattar materialtyp 4A och 4B.	Cl, ClMn, siMn
4	Mycket tjällyftande jordarter Dessa kännetecknas av att tjällyftningen under tjältningsprocessen är stor. Klassen omfattar materialtyp 5.	Si, clSi, siCl, SiMn

Tabell 21
Tjälfarlighetsklasser enligt ATB Väg 2005.

Permeabilitet och kapillaritet

Permeabilitet

En jords vattengenomtränglighet (hydrauliska konduktivitet) eller permeabilitet beräknas vanligtvis enligt Darcys lag

$$v = k \cdot i = k \frac{h}{l}$$

Figur 16. Observerad avvikelse från Darcys lag vid strömning i lera (Hansbo 1960).

där v = genomsnittlig strömningshastighet beräknad på total yta vinkelrätt mot strömningens riktningen, m/s
 k = permeabilitet (permeabilitetskoefficient), m/s
 h = tryckfall på sträckan l , mvp (meter vattenpelare)
 l = längd i strömningens riktningen med tryckskillnad h , m
 i = hydraulisk gradient (förlust i tryckhöjd per längdenhet i strömningens riktningen ($i = h/l$), sortlöst tal

Darcys lag är endast giltig vid laminär strömning. Vid strömning genom grus och sten kan strömningen bli turbulent, och Darcys lag kan då inte tillämpas. Permeabiliteten k påverkas av vattnets viskositet och densitet. För att ta hänsyn till viskositetens och densitetens inverkan har termen absolut permeabilitet K införts enligt

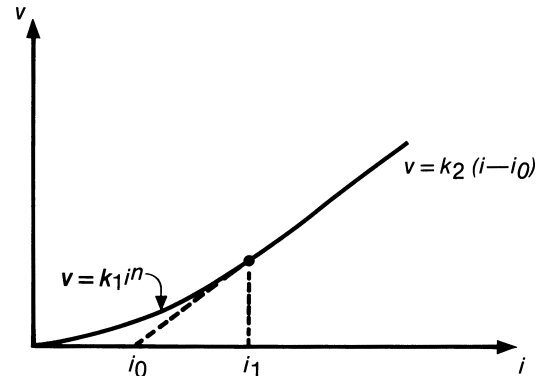
$$K = k\mu / \rho_w$$

där μ är vätskans viskositet och ρ_w dess densitet.

μ och ρ_w varierar med temperaturen. De naturliga temperaturvariationerna i jorden är som regel små men permeabiliteten mätt i laboratorium vid 22 °C är cirka 1,5 gånger högre än permeabiliteten vid 7 °C som motsvarar vanlig jordtemperatur.

Experiment tyder på att en viss avvikelse från Darcys lag kan uppstå vid låga gradienter i en del leror, **Figur 16**.

Permeabiliteten i jord kan variera med strömningens riktningen. Detta gäller främst i varviga



leror, speciellt om de innehåller siltskikt. Permeabiliteten i horisontalled kan då vara mycket större än permeabiliteten i vertikalled. Detta gäller också leror med parallell struktur eller strömningensstruktur. För filttorv med låg humifieringsgrad har betydligt högre permeabilitet mätts i horisontalled än vertikalled.

Permeabilitet mätt på små prover i laboratoriet är ofta missvisande då jorden är sprickig och innehåller rottrådar eller är skiktad. Den verkliga permeabiliteten i torrskorpan och de översta marklagren är således ofta mycket högre än vad permeabilitetsförsök på små lerprover i laboratoriet anger.

Permeabiliteten beror främst på porstorlek och total porvolym. Mellan portalet e och logaritmen för permeabiliteten k råder för många jordarter ett linjärt samband.

I finkorniga och månggraderade jordar minskar permeabiliteten med minskande vattentättnadsgrad.

Tätvärde används främst inom dammbyggnadstekniken. Tätvärdet pP beräknas enligt

$$pP = -\log k$$

En jord med permeabiliteten 10^{-7} m/s har således tätvärdet 7.

Permeabiliteten är av betydelse vid dimensionering av jorddammar, tätskärmar och tätskikt, filter och brunnar, vid bedömning av släntstabilitet och tjälfarlighet, vid val av odränerad

eller dränerad beräkningsmodell för stabilitet och för beräkning av hur sättningar utbildas med tiden. Permeabiliteten har dessutom betydelse för bedömning av effekten av grundvattensänkning och infiltration, bedömning av föroreningsspridning samt för bedömning av injektierbarhet.

Bestämning av permeabilitet

Permeabiliteten k kan bestämmas ur fältförsök med pumpning eller infiltration och ur laboratorieförsök. Ofta räcker det med överslagsvärden på permeabiliteten. För grovkorniga jordar har man funnit att permeabiliteten främst påverkas av effektiva kornstorleken d_{10} . För sand gäller

$$k = C \cdot d_{10}^2 (0,7 + 0,003t)$$

där

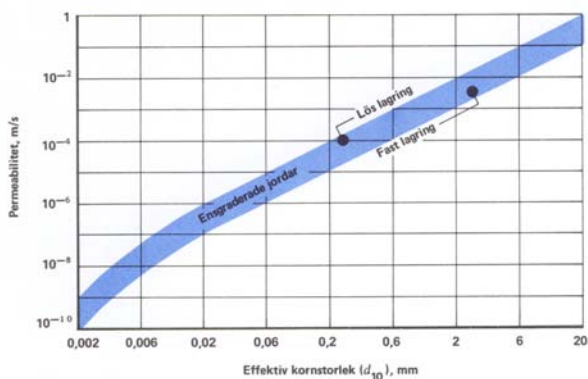
k = permeabilitet, m/s

C = koefficient som för löst lagrad natursand är $1,2 \cdot 10^{-2}$. Värdet kan variera från $1,5 \cdot 10^{-2}$ för ensgraderad jord till $0,6 \cdot 10^{-2}$ för välgraderad fast lagrad jord

d_{10} = effektiv kornstorlek, mm, motsvarande maskvidden hos en sikt som släpper igenom 10 viktsprocent av materialet

t = vattentemperatur, °C

Sambandet mellan kornstorlek och permeabilitet är inte användbart i leriga jordarter. Överslagsvärden på permeabilitet visas i **Figur 17** samt **Tabell 22** och **23**.



Jordfraktion	Permeabilitet m/s	Tätvärde
Fingrus	$1 - 10^{-2}$	0 - 2
Grovsand	$10^{-1} - 10^{-3}$	1 - 3
Mellansand	$10^{-2} - 10^{-4}$	2 - 4
Finsand	$10^{-3} - 10^{-5}$	3 - 5
Grovsilt	$10^{-4} - 10^{-6}$	4 - 6
Mellansilt-finsilt	$10^{-6} - 10^{-8}$	6 - 8
Ler	$< 10^{-8}$	> 8

Bestämning av permeabilitet i laboratoriet kan ske i rörpermeameter, nippelpermeameter, injutningspermeameter, kompressometer, triaxialapparat eller ödometer. Apparaturen väljs efter jordart och provets beskaffenhet. För grovkorniga, ensgraderade jordar används rörpermeameter, se principskiss i **Figur 18**. Röret utgörs ofta av en packningscylinder så att permeabiliteten kan bestämmas efter packningsförsök. Permeabiliteten bestäms genom att man mäter den vattenmängd som strömmar genom provet under en viss tid. Tiden avpassas efter materialets permeabilitet. Permeabiliteten beräknas ur

$$k = \frac{Ql}{At h}$$

där

k = permeabilitet

Q = genomströmd vattenmängd under tiden t

h = tryckhöjd från vattenbehållarens vattenyta till provets underkant

A = provets tvärsnittsarea

t = tid för genomströmning av vattenmängd Q

l = provets längd

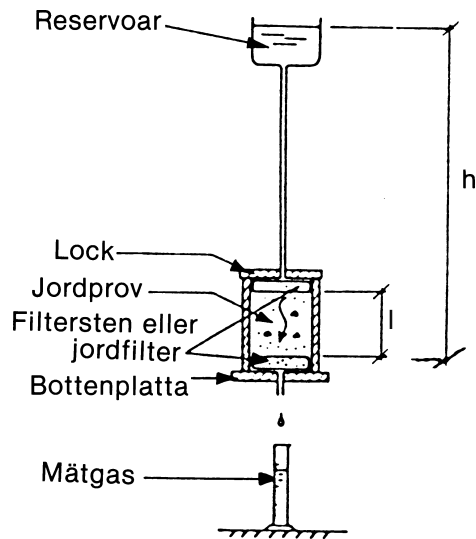
Jordart	Permeabilitet m/s	Tätvärde
Moräner (månggraderad jord)		
Grusig morän	$10^{-5} - 10^{-7}$	5 - 7
Sandig morän	$10^{-6} - 10^{-8}$	6 - 8
Siltig morän	$10^{-7} - 10^{-9}$	7 - 9
Lerig morän	$10^{-8} - 10^{-10}$	8 - 10
Moränlera	$10^{-9} - 10^{-11}$	9 - 11
Sediment (ensgraderad jord)		
Fingrus	$10^{-1} - 10^{-3}$	1 - 3
Grovsand	$10^{-2} - 10^{-4}$	2 - 4
Mellansand	$10^{-3} - 10^{-5}$	3 - 5
Finsand	$10^{-4} - 10^{-6}$	4 - 6
Grovsilt	$10^{-5} - 10^{-7}$	5 - 7
Mellansilt-finsilt	$10^{-7} - 10^{-9}$	7 - 9
Lera	$< 10^{-9}$	> 9

Tabell 23. Överslagsvärden på permeabilitet och tätvärden för olika jordarter.

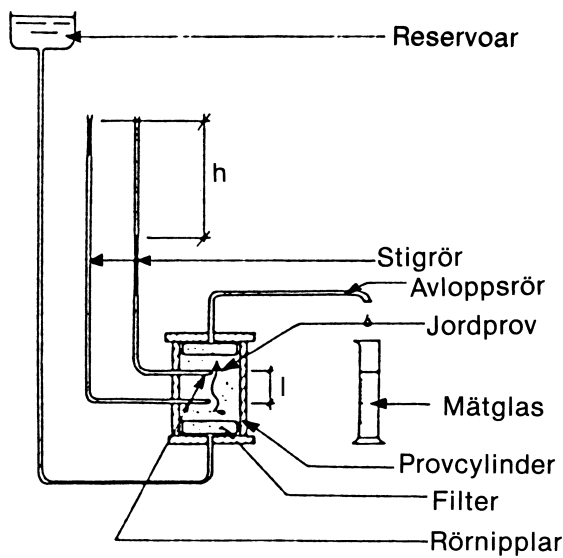
Figur 17. Överslagsvärden på permeabilitet hos kornfraktioner och ensgraderade jordar.

Innehåller jorden finmaterial som kan spolats ur och sätta igen filtren används hellre nippelpermeameter, **Figur 19**. I denna permeameter mäts tryckhöjden med hjälp av i provet instuckna perforerade nipplar. Provhöjden räknas som avståndet mellan nipplarna. I övrigt sker bestämningen som i rörpermeameter. Nippelpermeameter är noggrannare än rörpermeameter då felkällor som in- och utströmningsförluster samt filtermotstånd elimineras.

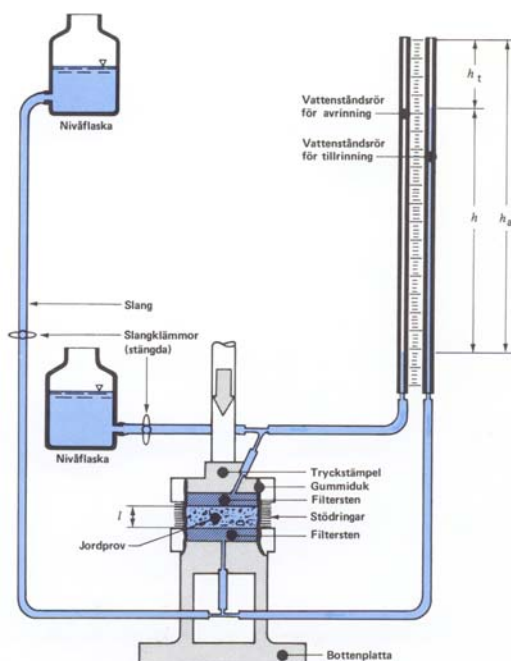
Tabell 22 (till vänster). Överslagsvärden på permeabilitet och tätvärden för olika jordfraktioner.



Figur 18.
Permeameter av rörtyp.



Figur 19.
Nippelpermeameter
(principskiss).



Figur 20.
Anordning för permeabilitetsförsök med kompressometer typ SGI.

På finkorniga jordar och ostörda prover kan försök i kompressometer, Figur 20, eller triaxialförsök utföras för att bestämma permeabiliteten. Provet innesluts i ett gummimembran. Detta kläms mot provet med hjälp av stödringar i kompressometern och av celltrycket i triaxialapparaten. I finkorniga jordar utförs försöken som regel med variabel tryckhöjd. Provingen utförs så att provet utsätts för en gradient genom att vattenytan i tillrinningsröret höjs i förhållande till vattenytan i avrinningsröret. Vattenståndsrören avläses sedan med jämna tidsintervall och höjdskillnaden noteras. Permeabiliteten kan sedan beräknas ur

$$k = \frac{l \cdot A_2}{2 \cdot t \cdot A_1} \cdot 2,3 \cdot \log \frac{h_1}{h_2}$$

där

k = permeabilitet

l = provets höjd

A_1 = provets area

A_2 = vattenståndsrörens area

t = $(t_2 - t_1)$ genomströmningstid

h_1, h_2 = höjdskillnad mellan vattenytor i vattenståndsrör vid tiden t_1 respektive t_2

Triaxialförsök för att bestämma permeabilitet utförs främst på finkorniga jordar som är svåra att vattenmätta. I triaxialapparaten kan porvattnet sättas under tryck varvid luft i porerna sammanpressas och löses i vattnet.

Permeabiliteten hos vattenmättad lera, torv och löst lagrad mellansilt-finsilt bestäms vanligen på ostörda prover i ödometern. I ödometern utförs försök med konstant deformationshastighet (CRS-försök) utvärderas permeabiliteten ur deformationshastigheten och portrycket i provets odränerade yta.

$$k = \frac{\delta \varepsilon}{\delta t} \cdot \frac{H^2 \cdot g \cdot \rho_w}{2 \cdot u_b}$$

där

k = permeabilitet

$\delta \varepsilon / \delta t$ = deformationshastighet

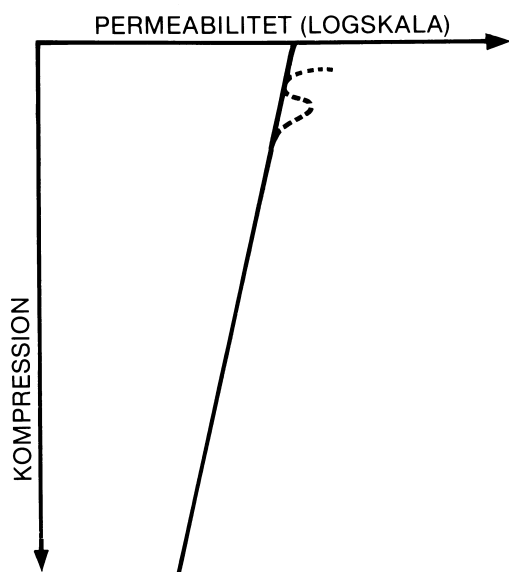
H = provhöjd

g = tyngdkraftens acceleration

ρ_w = vattnets densitet

u_b = porvattentryck i provets odränerade yta

Ur dessa försök fås ett kontinuerligt samband för permeabilitetens variation med kompressionen (förändringen i portalet), **Figur 21**.



Kapillaritet

Kapillär stighöjd

Vattenkvoten och vattenmättnadsgraden i de jordlager som är belägna närmast markytan påverkas av nederbörd och torka och varierar under året. Vattenkvoten är i allmänhet högst under vår och höst. Närmast över grundvattnetsytan påverkas vattenkvoten främst av den kapillära stighöjden. Inom den s.k. kapillära zonen stiger vattnet kapillärt i jordens porer beroende på vattnets ytspänning. Den kapillära stighöjden beror främst på porstorlek som i sin tur beror på kornstorlek och lagringstäthet.

Den kapillära zonen är inte entydigt definierad då det inte finns någon skarp gräns mellan torr och vattenmättad jord. Över den s.k. undre stighöjden avtar vattenmättnadsgraden successivt tills den s.k. övre stighöjden nås. Storleken av denna övergångszon beror på graderingstalet C_v , så att övergångszonen är mindre för ett ensgraderat material än för ett månggraderat. Den kapillära zonen beror också på om det är ett från början torrt material som suger upp vatten underifrån eller om det är ett ursprungligen vattenmättat material där vattensytan sjunker. Detta beror på att porstorleken varierar från små mikroporer till sprickor, vilka sinsemellan har olika kapillaritet. I **Figur 23** visas detta schematiskt. Kurva A motsvarar vattenmättnadsgraden då ett från början torrt material fått suga upp vatten underifrån. Kurva B motsvarar vattenmättnadsgraden i samma material då det från ett vattenmättat tillstånd utsatts för en sjunkande grundvattnetsyta. Man skiljer på övre och undre kapillär stighöjd vid stigning respektive dränering.

Kännedom om jords kapillaritet har betydelse i samband med tjälfrågor, bestämning av dräneringsdjup, dimensionering av kapillärbrytande skikt och bedömning av por- och jordtryck.

Tjälskjutningsprocessen sammanhänger med jords kapillära vattenuppsugningsförmåga samt uppsugningshastigheten. De tjälfarligaste jordarna karakteriseras av att de är tillräckligt finkorniga för att möjliggöra kapillär vattenuppsugning men samtidigt tillräckligt genomträngliga för att möjliggöra snabb vattentillförsel underifrån. Siltrika jordar har därmed störst förutsättningar för stora tjällyftningar. Jordlagerföljder och vattentillgång har dock också stor betydelse.

I den kapillära zonen är portrycket negativt vilket medför att effektivtrycket är större än totaltrycket. Upp till den undre kapillära stig-

Figur 21. Permeabilitetens variation med vertikal kompression. Resultat från CRS-försök.

Figur 22. Bestämning av permeabilitet i triaxialceller.

höjden är jorden vattenmättad och skillnaden mellan effektivtryck och totaltryck motsvarar då direkt den hydrostatiska vattentryckskillnaden mellan aktuell nivå och grundvattenytan. Ovanför den undre kapillära stighöjden kan skillnaden uppskattas ur det negativa porvattentrycket och vattenmättnadsgraden så att

$$\Delta\sigma' = -u_{eff} = -S_r \cdot u_w$$

där

$\Delta\sigma'$ = effektivtrycksökning pga negativa portryck

u_{eff} = effektivt negativt portryck = $S_r \cdot u_w$

S_r = vattenmättnadsgrad

u_w = porvattentryck

Negativa portryck påverkar stabilitet och bärrighet hos jorden. Påverkan är störst i jordar som är så vattengenomsläppliga att djupt liggande grundvattenytor kan utbildas samtidigt som den kapillära stighöjden är stor. Negativa portryck har därmed normalt störst betydelse i siltjordar, men även i detta avseende spelar jordlagerföljden stor roll.

Bestämning av kapillär stighöjd

Överslagsvärden för övre kapillära höjden vid stigning kan beräknas ur

$$h_c = \frac{C}{e \cdot d_{10}}$$

där

h_c = övre kapillär höjd vid stigning i meter

C = konstant (1 – 5), vars värde beror på kornform och kornytor

e = portal

d_{10} = effektiv kornstorlek i millimeter motsvarande maskvidden hos en sikt som släpper igenom 10-viktsprocent av materialet

Överslagsvärden för den undre kapillära höjden vid dränering för olika jordarter framgår av **Tabell 24**.

Jordart	Kapillär höjd, m	
	Lös lagring	Fast lagring
Grovsand	0,03 – 0,12	0,04 – 0,15
Mellansand	0,10 – 0,35	0,12 – 0,50
Finsand	0,3 – 2,0	0,4 – 3,5
Grovsilt	1,5 – 5	2,5 – 8
Mellansilt-finsilt	4 – 10	6 – 10
Lera	> 8	> 10

För att bestämma övre och undre kapillär höjd vid stigning i grus och sand kan rörkapillarmeter användas. Detta görs bl.a. för jord som avses användas som kapillärbrytande lager.

Rörkapillarmetern består av ett antal korta rörbitar som tejpas ihop. Underdelen är perforerad. Provningsen utförs genom att kapillarmetern med provet ställs i ett vattenbad med konstant vattenyta så att perforeringen kommer under vattenytan (**Figur 24**).

Provningsen utförs i fuktrum. Provet får suga upp eller dränera ut vatten tills dess vikt inte längre ändras. Rörkapillarmetern delas sedan och vattenmättnadsgraden bestäms för varje provdel varefter kurvan (**Figur 23**) ritas upp.

För bestämning av den undre kapillära höjden vid dränering för sand och grovsilt används undertryckskapillarmeter, **Figur 25**. Den kapillära höjden får uppgå till högst 2,5 m.

Ett vattenmättat jordprov placeras i provhållaren. Med bälgen sänks sedan lufttrycket vid provets underyta. Trycket sänks sakta till dess att vattnet sugts ut ur provet och luft tränger igenom. Undertrycket avläses på manometern och det lägsta värdet motsvarar kapillariteten.

Högre kapillariteter kan mätas genom luftinträgningsförsök (pF-försök). I stället för ett undertryck vid provets undersida, utsätts provets översida för ett luftövertryck. Det luftövertrycket som erfordras för att luft skall kunna tränga igenom provet mäts. Metoden har mest använts i lantbrukssammanhang men har på senare tid kommit i bruk även inom geotekniken. Erfarenhetsvärden visar att kapillariteten för svenska leror ofta är i storleksordningen 200 m.

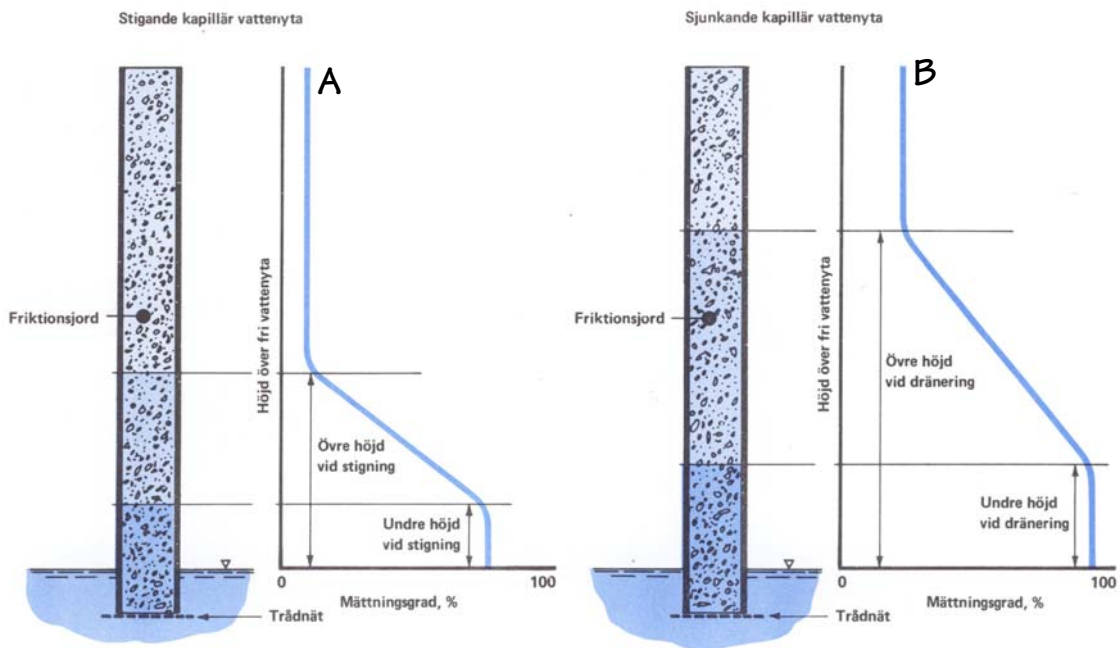
Bestämning av negativa portryck

Negativa portryck kan mätas med speciella portrycksmätare i fält. Effektiva negativa portryck ovan den undre kapillära stighöjden kan beräknas ur vattenmättnadsgraden och uppmätt portryck alternativt vattenmättnadsgraden och den uppmätta pF-kurvan i laboratoriet.

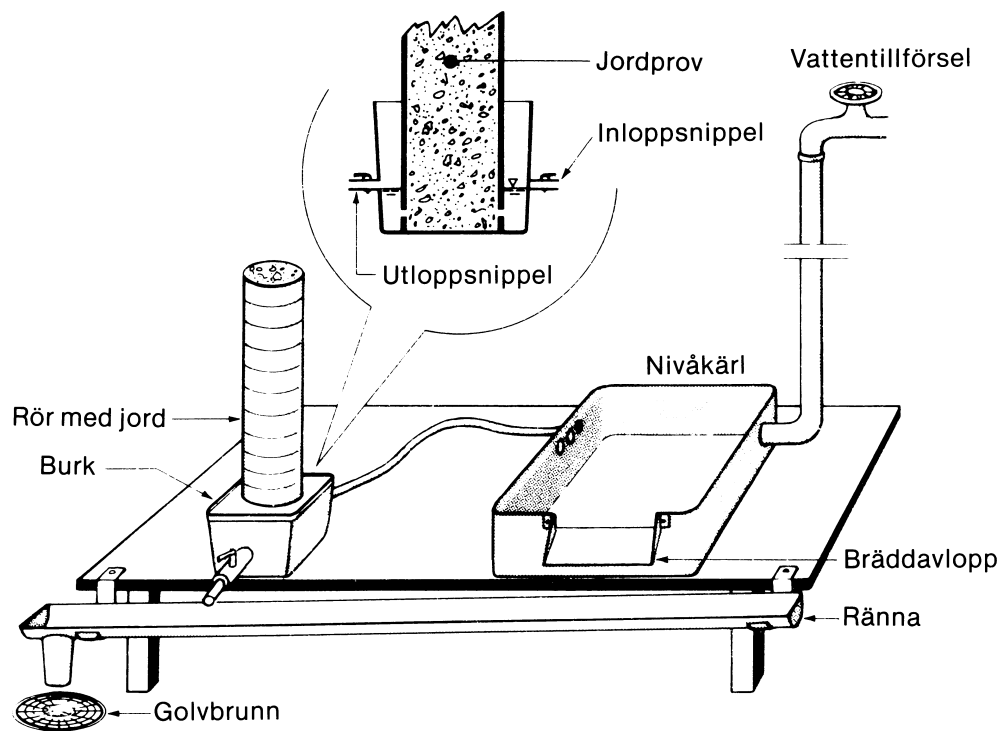
För i stort sett lerfri silt (lerhalt < 5 %) kan det effektiva negativa portrycket uppskattas ur d_{50} -värdet ur kornfördelningskurvan enligt **Figur 26**.

För silt med högre lerhalt kan den aktuella kornfördelningskurvan matchas mot kornfördelningskurvor i en databas för pF-kurvor och det effektiva portrycket uppskattas ur pF-kurvan för den mest likartade jorden (se vidare SGI Information 16).

Tabell 24. Överslagsvärden på den undre kapillära höjden vid dränering för olika jordarter.

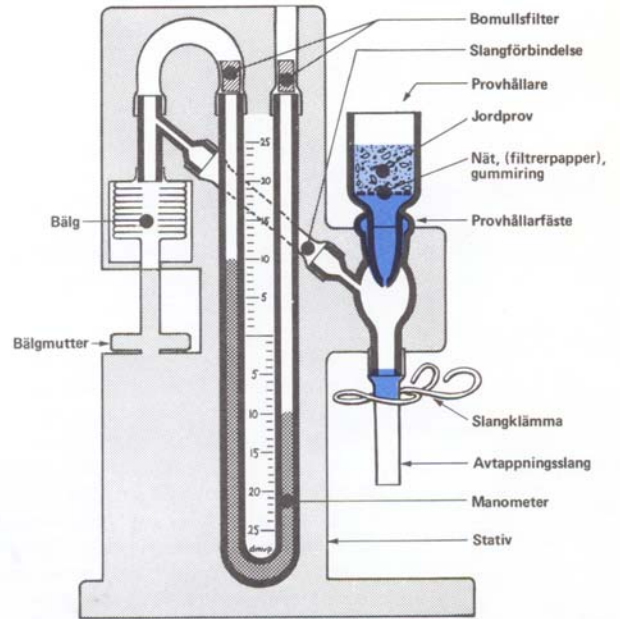
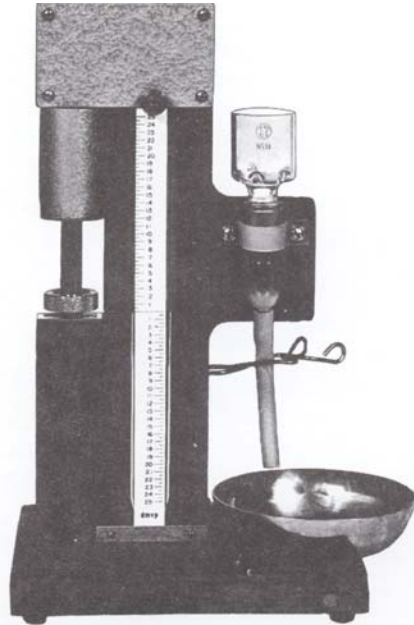


Figur 23. Övre och undre kapillär höjd vid stigning och sjunkning.

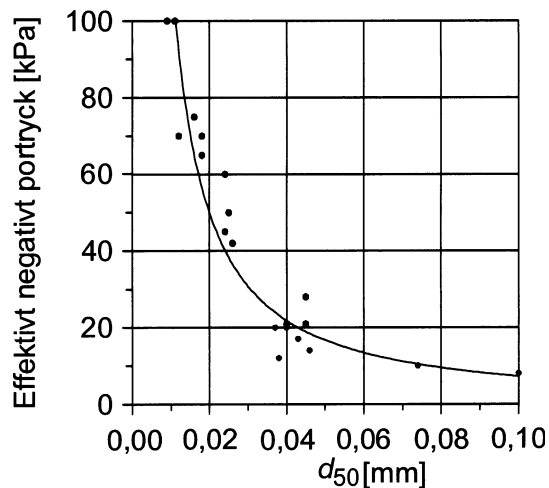


Figur 24. Rörkapillarimeter med vattenkvotsbestämning för undersökning av grus och sand (Sv Riksbyggen).

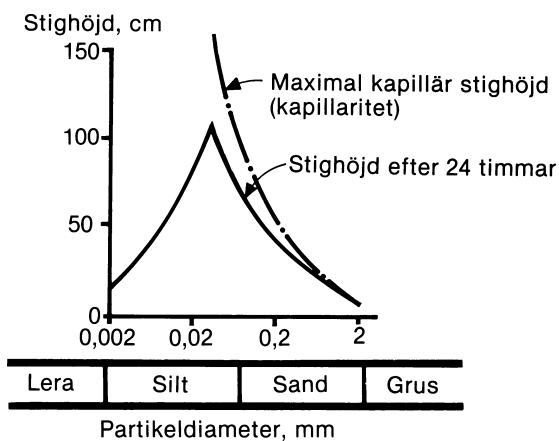
Figur 25. Undertryckskapillari-
meter RS/52 för under-
sökning av sand och
grovsilt (VTI).



Figur 26. Samband mellan d_{50} -värde
och effektivt negativt
portryck.



Figur 27. Kapillaritet och stighöjd
under 24 timmar.



Kapillär strömning

Vattenströmning sker i den kapillära zonen från grundvattenytan vid uttorkning eller tjäl-skjutning. Strömningshastigheten beror på den verksamma kapillärspänningen och jordens permeabilitet. I Figur 27 visas stigningen under ett dygn och den kapillära stighöjden. För grovkorniga jordar motsvarar stigningen under ett dygn den kapillära stighöjden. För finkorniga jordar med låg permeabilitet är stighöjden efter ett dygn betydligt lägre än den kapillära stighöjden. Den högsta stighöjden under ett dygn erhålls i grovsilt.

Deformationsegenskaper

Allmänt

Man skiljer i geotekniken oftast på deformationsegenskaper och hållfasthetsegenskaper. Dessa egenskaper är dock inbördes relaterade. Deformationerna är starkt beroende av hur stor del av jordens skjuvhållfasthet som tas i anspråk och skjuvhållfastheten är starkt beroende av volymändringar i jorden under skjuvning.

Vid bestämning av deformations- och hållfasthetsegenskaper är det mycket viktigt att försöken utförs så att de simulerar de verkliga belastningsfallen. En jords deformationsegenskaper beror på dess avsättnings- och spänningshistoria. Denna har gett upphov till dess struktur, relativa lagringstäthet och förkonsolideringstryck. Deformationsegenskaperna beror också på vattenmättnadsgrad, kornstorlek och kornfördelning, kornform, de ingående mineralen och halt av organiskt material. Lers deformationsegenskaper kan ändras om porvattnets sammansättning ändras. Vid bestämning i laboratorium är man hänvisad till relativt små prover, vilka ibland blivit starkt störda under provtagning och transport. Med vanliga provtagningsmetoder kan man bevara strukturen endast i de finkornigare jordarna, där sorptions- och kapillärkrafterna håller samman proverna. Möjligheterna att mäta korrekta deformations- och hållfasthetsparametrar i laboratoriet för naturligt lagrade grovkorniga jordar är därför begränsade. För inhomogena prover med sprickor och svaghetszoner är det viktigt att försöken utförs på så stora prover att inverkan av dessa inhomogeniteter inryms.

I klassisk jordmekanik behandlas deformationsproblemen ofta som om jorden vore ett kontinuerligt linjärelastiskt medium. Jord är i verkligheten, med undantag för de finkornigaste jordarterna, ett avgjort diskontinuerligt medium. Samtliga jordarter har icke-linjära deformationsegenskaper och dessa är tidsberoende. Innehåller jordens porer vatten kan en hydrodynamisk fördröjning inträffa vid utpressning eller uppsugning av vatten. Dessutom uppstår krypdeformationer i jord. En noggrann kännedom om jords deformationsegen-

skaper fordras och för belastningsfallet relevanta parametrar måste användas vid deformationsberäkningarna. För grovkorniga jordar är därför in-situförsök att rekommendera framför laboratorieförsök. För bankar och fyllningar där utläggningförfarandet kan simuleras, kan dock deformationsegenskaperna bestämmas i laboratoriet. För finkorniga jordar kan deformationsegenskaperna bestämmas i laboratoriet förutsatt att proverna är ostörda. I dessa jordar är dessutom den hydrodynamiska fördröjningen så stor att provningen av praktiska skäl måste utföras på små prover.

Deformationstyper

Deformationerna delas upp i två huvudgrupper, en som består av volymändring och en som består av formändring. Ren volymändring uppstår teoretiskt endast under ett isotropt spänningstillstånd (= lika tryckökning i alla riktningar). Då jorden på grund av spänningshistorien har olika deformationsegenskaper i olika riktningar är det sällsynta belastningsfall som resulterar i endast volymändring skilt från det isotropa. Ren formändring uppstår i vattenmättade prover vid så hastig spänningsändring att inget vatten hinner pressas ut eller sugas upp. Ren formändring under dränerade förhållanden uppstår endast då jorden befinner sig i en för belastningsfallet kritisk lagring, varmed menas att den skjuvas utan att ändra volym.

Deformationerna i jord beror på förändringar i effektivspänningarna mellan korn och partiklar. De vatten- och lufttrycksförändringar som uppstår vid hastiga spänningsändringar inverkar på så sätt att de fördröjer volymändringarna. Portrycken påverkar också relationen mellan skjuvspänning och effektiv normalspänning. Denna relation bestämmer storleken av formändringen, varför minskningar av portryck kan fördröja formändringar och porövertryck påskynda dessa. Porövertryck kan leda till stora skjuvdeformationer och brott vid belastningar som endast skulle ha resulterat i måttliga deformationer om de hade påförts så långsamt att jorden hunnit dränera bort porövertrycket.

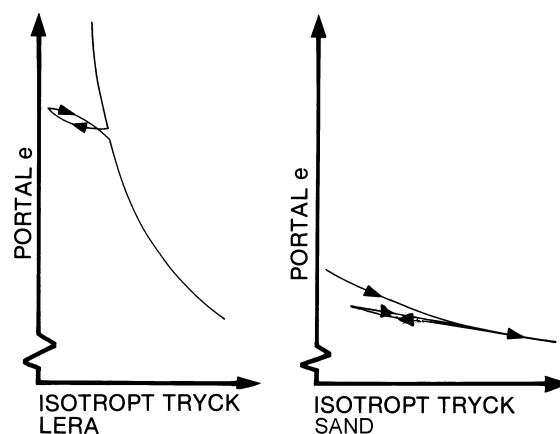
Deformationerna kan vara både elastiska (återgående vid avlastning) och plastiska (kvarstående vid avlastning).

Deformationerna kan också delas in i momentana och tidsbundna deformationer. De momentana deformationerna består i vattenmättade och odränerade jordar av formändring och i övriga fall som regel av både volym- och formändring. Tidsbundna deformationer består av konsolidering och krypning. Med konsolidering avses deformation genom volymminskning. I vattenmättade jordar åtföljs volymminskningen av en vattenutpressning som till storleken direkt motsvarar volymminskningen. Man skiljer mellan primär och sekundär konsolidering. Under den primära konsolideringen fördröjs volymminskningen hydrodynamiskt, medan den sekundära konsolideringen sker så långsamt att ingen nämnvärd hydraulisk gradient uppstår. Krypning ger upphov till både formändring och volymändring. Den sekundära konsolideringen består av krypning, som också ingår i den primära konsolideringen.

Den omlagring av kornen som uppkommer vid deformation, speciellt skjuvdeformation, leder i regel till volymändring i jorden. Åtföljs omlagringen av en volymökning sägs jorden vara dilatant och åtföljs omlagringen av en volymminskning sägs jorden vara kontraktant. Förblir volymen konstant under dränerade förhållanden sägs jorden vara i kritisk lagring. Fast lagrade jordar med låga spänningar är mest dilatanta.

Inverkan av spänningshistoria på deformationsegenskaperna

Om en jord tidigare varit utsatt för en större belastning än den rådande och konsoliderat för denna, kallas den överkonsoliderad. Denna överkonsolidering medför att om belastningen i jorden ökas upp till den tidigare maximala belastningen uppstår endast mindre deformationer av i huvudsak elastisk natur. För spänningar nära förkonsolideringstrycket tillkommer dock påtagliga krypdeformationer. Överskrids den tidigare maximala belastningen blir deformationerna betydligt större och av plastisk natur. Förändringen i deformationsegenskaper vid överskridande av den tidigare maximala belastningen är markant för löst lagrade finkorniga jordar men mera måttlig i fasta och grovkorniga jordar. Deformationerna vid avlastning är i huvudsak elastiska. Detta illustreras i **Figur 28** för ett jordelement som belastas isotropt.



I naturligt lagrade jordar är effektivspänningarna normalt inte isotropa. Som regel är effektiva vertikalspänningen σ'_v större än effektiva horizontalspänningen σ'_H . Motsatsen gäller i starkt överkonsoliderade jordar. Det maximala vertikalktryck jorden konsoliderat för kallas förkonsolideringstrycket σ'_c . Detta förkonsolideringstryck kan förutom direkt last bero på uttorkning, fluktuationer i grundvattennivån, kemiska processer i jorden och/eller långvarig sekundär konsolidering. Om förkonsolideringstrycket överensstämmer med rådande vertikala effektivspänning kallas jorden normalkonsoliderad. Förutsättningen är dock att porvattentrycket motsvarar ett hydrostatiskt vattentryck eller annars är stabilt. I de fall $\sigma'_v = \sigma'_c$ och porvattentrycket är högre än det stationära pågår primär konsolidering och jorden är underkonsoliderad. I en underkonsoliderad jord pågår plastiska deformationer och i en normalkonsoliderad jord medför varje ökning av det effektiva vertikalktrycket plastiska deformationer. Förkonsolideringstrycket är således en mycket viktig parameter för kompressionsegenskaperna i lösa och finkorniga jordar.

Förkonsolideringstrycket är den effektiva vertikalspänning som inte kan överskridas utan att plastiska deformationer uppstår. I varje annan riktning finns en motsvarande gränsspänning. Vid plan mark är normalt den vertikala gränsspänningen störst och den horisontella lägst. Gränsspänningen vinkelrätt mot ett plan som bildar vinkeln α mot horisontalplanet blir då

$$\sigma'_{\alpha \max} = \sigma'_c \cos^2 \alpha + \sigma'_{H \max} \sin^2 \alpha$$

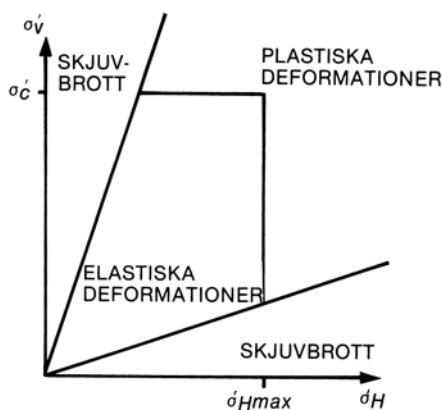
$\sigma'_{\alpha \max}$ = gränsspänning mot planet

σ'_c = förkonsolideringstryck

$\sigma'_{H \max}$ = gränsspänning i horisontalplanet

I lutande terräng har den maximala gränsspänningen ofta en riktning som är förskjuten något från den vertikala mot släntriktningen.

Om den vertikala och den horisontella spänningen är huvudspänningar kan tre olika deformationstyper definieras beroende på spänningarnas storlek och inbördes förhållande, **Figur 29**. Om det inbördes förhållandet mellan största och minsta effektiva huvudspänningen är för stort sker skjuvbrott, vilket medför oändlig formändring. Är de effektiva spänningarna lägre än gränsspänningarna, och det inbördes förhållandet lägre än för skjuvbrott, blir deformationerna elastiska. Överskrids gränsspänningarna, men det inbördes spänningsförhållandet är lägre än för skjuvbrott, blir deformationerna plastiska men begränsade.



Om huvudspänningsriktningen ändras gäller gränsspänningarna mot de plan som huvudspänningarna verkar i stället för σ'_c och σ'_{Hmax} .

I grovkorniga jordar är gränsspänningarna svåra att bestämma eftersom övergången mellan elastiska och plastiska deformationer är diffus. Strukturen och lagringstätheten i dessa material har också oftast skapats av avsättningsförhållanden, skjuvdeformationer och vibrationer som i dessa jordar påverkar jordskelettet betydligt mer än direkt last. Kompressionsegenskaperna hänförs därför oftast till lagringstätheten i dessa material.

Portrycksupbyggnad

När spänningsändringar sker så snabbt att en hydrodynamisk fördröjning av volymändringen uppstår, ändras trycket i porerna. Tryckändringen är störst i helt vattenmättade jordar och avtar snabbt med minskande vattenmättnadsgrad. Storleken av portrycksändringen beror på spänningsändringen och jordens överkon-

solideringsgrad, permeabilitet och kompressionsegenskaper.

I grovkorniga jordar uppstår stora portrycksändringar endast vid mycket hastiga spänningsändringar som detonationer och jordbävningar. Mindre portrycksändringar kan uppstå vid t.ex. vågkrafter.

I de finkornigaste jordarna ändras volymen obetydligt under laständringen, utom då belastningshastigheten är exceptionellt låg. Schematiskt kan portrycksupbyggnaden beskrivas som följer. I helt odränerade belastningsfall beror portrycksändringen på överkonsolideringsgraden och skjuvspänningsnivån. Vid spänningsändringar inom det elastiska deformationsområdet för vattenmättade jordar ändras portrycket så att medeleffektivtrycket p' förblir oförändrat. Medeleffektivtrycket är medelvärdet av de effektiva huvudspänningarna σ'_x , σ'_y och σ'_z ,

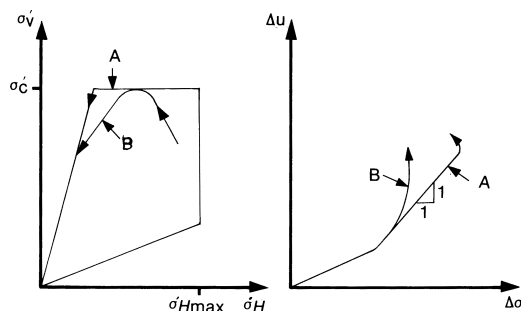
$$p' = \frac{\sigma'_x + \sigma'_y + \sigma'_z}{3}$$

En odränerad isotrop spänningsändring resulterar således i en lika stor portrycksändring. Ökas endast en huvudspänning, $\Delta\sigma_x$, ändras medelspanningen $\Delta p = \Delta\sigma_x / 3$, portrycksändringen Δu blir också $\Delta u = \Delta\sigma_x / 3$. Effektivspänningen i belastningsriktningen ökar då med $\Delta\sigma'_x = 2 \Delta\sigma_x / 3$ samtidigt som den minskar i de båda andra huvudspänningsriktningarna $\Delta\sigma'_y = \Delta\sigma'_z = -\Delta\sigma_x / 3$. Om dessa effektivspänningsändringar medför att gränsspänningen för elastiska deformationer nås i belastningsriktningen ändras portrycksutvecklingen. Från och med att den effektiva gränsspänningen nåts blir portrycksändringen sådan att gränsspänningen inte överskrids. En ytterligare spänningsökning i denna riktning resulterar således i en lika stor portrycksökning. Deformationerna ändras också från elastiska till plastiska. Är skjuvspänningsnivån hög, orsakar skjuvdeformationerna ytterligare portrycksökningar och för jordar med instabil struktur kan portrycksökningen bli väsentligt högre än spänningsökningen efter det att plasticering påbörjats, **Figur 30**.

Om effektivspänningsändringarna i stället medför att kriteriet för skjuvbrott nås, ändras portrycksutvecklingen så att skjuvbrottsvillkoret vid konstant volym följs. Är jorden överkonsoliderad vill den öka sin volym vid skjuvbrott (dilatant brott). Då volymen hålls konstant sjunker i stället portrycken. Deformationerna blir plastiska. Är materialet normal-

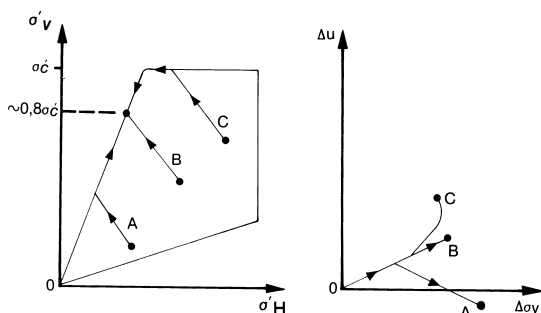
Figur 29. Deformationstyper vid olika spänningsrelationer och spänningsnivåer.

Figur 30. Effektivspänningsändring och portrycksändring vid odränerad ökning av vertikalspänning medan de yttre horisontella spänningarna hålls konstanta. Proven lätt överkonsoliderade. A = Normalsensitiv lera. B = Löst lagrad sand och vissa högsensitiva leror.



konsoliderat då skjuvbrottsvillkoret nås, vill jorden minska sin volym vid brott (kontraktant brott) och då volymen hålls konstant ökar i stället portrycken, samtidigt som odränerat skjuvbrott inträffar, **Figur 31**.

Figur 31. Effektiv spänningsändring och portrycksändring vid odränerad ökning av vertikalktrycket i leror med olika överkonsolideringskvoter. A. Starkt överkonsoliderad B. Överkonsoliderad C. Svagt överkonsoliderad



Vändpunkten på skjuvbrottslinjen då materialet vare sig vill öka eller minska sin volym (kritisk lagring) inträffar då den effektiva spänningen är ungefär 0,8 ggr gränsspänningen i största huvudspänningsriktningen.

Negativa portryck begränsas ofta av jordens kapillaritet och att gas som varit löst i porvattnet frigörs.

Figur 32. Spänning och deformation vid bestämning av tryckmodulen.

Utjämning av porövertryck beror på jordens permeabilitet och kompressionsegenskaper. I grovkorniga material går den mycket snabbt. I de finkornigaste jordarna utjämnas som regel porövertrycket relativt snabbt tills effektivspänningarna nått gränsspänningarna. De därefter kvarstående porövertrycken tar mycket lång tid för att utjämnas. Utjämningsstiden växer med kvadraten på dräneringsvägens längd.

Utjämning av porundertryck beror på jordens permeabilitet och svällningsegenskaper men också på tillgången på fritt vatten.

Då det till en början kan vara svårt att tänka sig in i portrycksupbyggnad och spänningsvägar har dessa illustrerats för några vanliga belastningsfall i APPENDIX.

Deformationsmoduler

Tryckmodulen

Tryckmodulen K definieras genom sambandet

$$K = \frac{\delta p'}{\delta V} \quad (\text{tangentmodul})$$

eller

$$K = \frac{\Delta p'}{\Delta V} \quad (\text{sekantmodul})$$

där

$p' = \sigma'_1 = \sigma'_2 = \sigma'_3 =$ effektivt isotropt tryck
 $V = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 =$ relativ volymändring

Tryckmodulen för plastiska deformationer kan uttryckas empiriskt genom sambandet

$$K = K_m \cdot p'_j \left(\frac{p'}{p'_j} \right)^{1-\alpha}$$

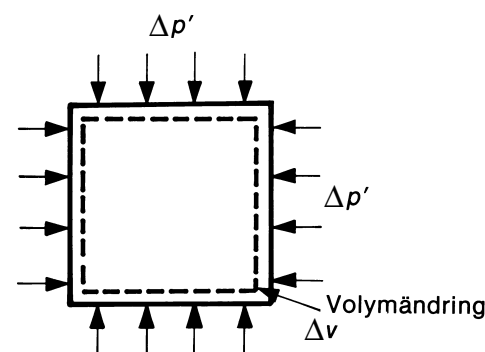
där

$K_m =$ tryckmodultalet

$\alpha =$ spänningsexponenten

$p'_j =$ isotropt jämförelsetryck

Värden på K_m och α bestäms genom isotropa triaxialförsök under dränerade förhållanden. Tryckmodulen bestäms sällan i Sverige men däremot ofta utomlands.

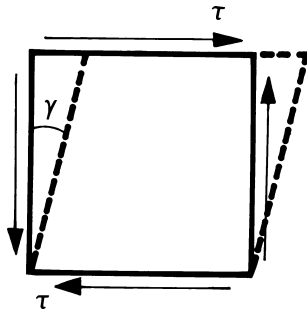


Skjuvmodulen G

Med skjuvmodulen G avses förhållandet mellan skjuvspänning τ och vinkeländring γ vid enkel skjuvning, **Figur 33**.

$$G = \frac{\delta \tau}{\delta \gamma} \quad (\text{tangentmodul}) \text{ eller}$$

$$G = \frac{\Delta \tau}{\Delta \gamma} \quad (\text{sekantmodul})$$



Bestämningen av skjuvmodulen kan göras i skjuvapparat, varvid provets volym bör hållas konstant.

Skjuvmodulen minskar med ökande deformation och spännings-deformationskurvan får ett i stort sett hyperboliskt förlopp, Figur 34

$$G = \frac{G_0}{1 + \frac{\gamma}{\gamma_r}}$$

G_0 = initiell skjuvmodul
 γ_r = referensdeformation τ_{max}/G_0
 τ_{max} = skjuvhållfasthet

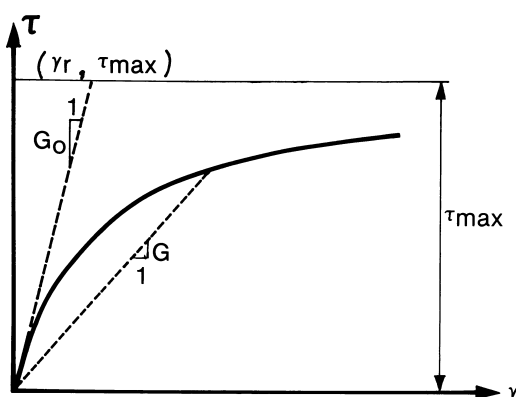
Sambandet varierar något för olika typer av jord och empiriskt kan skjuvmodulen uttryckas enligt

$$G = \frac{G_0}{1 + \gamma \mathcal{h}}$$

där

$$\mathcal{h} = \frac{\gamma}{\gamma_r} \left[1 + a e^{-b \left(\frac{\gamma}{\gamma_r} \right)} \right]$$

modifierad hyperbolisk skjuvdeformation.
 a och b är materialkonstanter.
 e är portalet



Typiska värden på a och b ges i Tabell 25.

Jordart	a	b
Torr sand	-0,5	0,16
Vattenmättad sand	0	0,16
Vattenmättad lera	1	1,3

Initialmodulen G_0 ökar med ökande normalspänningar och med minskande portal. Speciellt i leror ökar den också med ökande överkonsolideringskvot.

Empiriskt kan initialmodulen uppskattas ur

$$G_0 = \frac{625 OCR^k (\sigma' p_a)^{0,5}}{0,3 + 0,7 e^2}$$

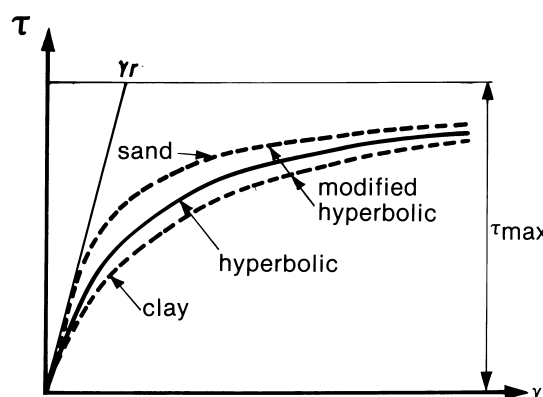
där p_a är atmosfärstrycket (100 kPa) och k en faktor som varierar med jordens plasticitetsindex från 0 för friktionsjord till max 0,5 för mycket högplastisk kohesionsjord med $I_p > 80\%$.

Skjuvmodulen för stora deformationer kan någorlunda bestämmas i skjuvapparat. För bestämning av G_0 vid små deformationer erfordras försök med skjuvvågmätning med "bender elements" eller mätning av resonansfrekvens i "resonant column" försök. De senare kan bestå av enkla RC(FF)-försök (resonant column free-free) eller mer avancerade försök i resonant column apparat, med vilken också skjuvmodulens förändring vid töjningar inom ett begränsat område kan mätas.

För normalkonsoliderad och lätt överkonsoliderad lera kan den initiala skjuvmodulen uppskattas ur den odränerade skjuvhållfastheten c_u och flytgränsen w_L

$$G_{0(NC)} \approx \frac{504 c_u}{w_L}$$

För överkonsoliderad lera korrigeras den så utvärderade initialmodulen enligt:



Tabell 25.
 Typiska värden för konstanterna a och b .

Figur 33.
 Spänning och deformation vid bestämning av skjuvmodulen G .

Figur 34.
 Skjuvmodulens variation med deformationen (efter Hardin och Drnevich, 1972).

$$G_{0(OC)} \approx G_{0(NC)} (1 - 0,4 \log(OCR)) \quad G_{0(OC)} \geq 0,4 G_{0(NC)}$$

En bättre bestämning av G_0 för naturlig jord kan göras genom mätning av skjuvvågsutbredning med seismik i fält.

Elasticitetsmodul E och kontraktionstalet ν

Elasticitetsmoduler och kontraktionstal för jord är ofta rent fiktiva. Att man ändå försöker bestämma dessa beror på elasticitetsteorins användbarhet och att den, använd med relevanta parametrar, ger god överensstämmelse mellan beräknade och uppmätta deformationer.

Elasticitetsmodulen E och kontraktionstalet ν härleds ur skjuvmodulen G och tryckmodulen K och blir då

$$E = \frac{3G}{1 + G/3K}$$

$$\nu = \frac{1 - 2G/3K}{2 + 2G/3K}$$

Vilket ger $E = 2G(1 + \nu)$

För ett inkompressibelt material ($K = \infty$), t ex vattenmättad jord under odränerade förhållanden, är $E = 3G$ och $\nu = 0,5$.

Kompressionen blir

$$\varepsilon_x = \frac{1}{E} [\sigma'_x - \nu(\sigma'_y + \sigma'_z)]$$

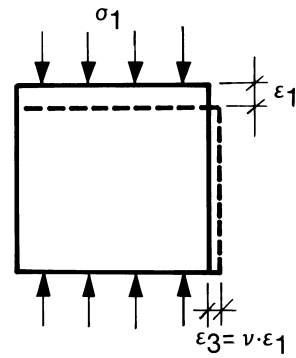
$$\varepsilon_y = \frac{1}{E} [\sigma'_y - \nu(\sigma'_x + \sigma'_z)]$$

$$\varepsilon_z = \frac{1}{E} [\sigma'_z - \nu(\sigma'_x + \sigma'_y)]$$

Elasticitetsmodulen för jordskelettet kan bestämmas genom dränerade triaxialförsök där σ'_2 och σ'_3 hålls konstanta och σ'_1 ökas, **Figur 35**. Man utvärderar då

$$E = \frac{\delta\sigma_1}{\delta\varepsilon_1} \quad (\text{tangentsmodul}) \text{ eller}$$

Figur 35. Spänning och deformation vid bestämning av elasticitetsmodul och kontraktionstal.



$$E = \frac{\Delta\sigma_1}{\Delta\varepsilon_1} \quad (\text{sekantmodul})$$

Spännings-deformationskurvan blir liksom vid bestämning av skjuvmodulen en hyperbolisk funktion.

Sekantmodulen (från $\varepsilon = 0$ till ε_1) kan skrivas som

$$E = \frac{E_0}{1 + b E_0 \varepsilon_1}$$

och tangentmodulen vid $\varepsilon = \varepsilon_1$ som (Kondner Duncan m.fl.)

$$E = \frac{E_0}{(1 + b E_0 \varepsilon_1)^2}$$

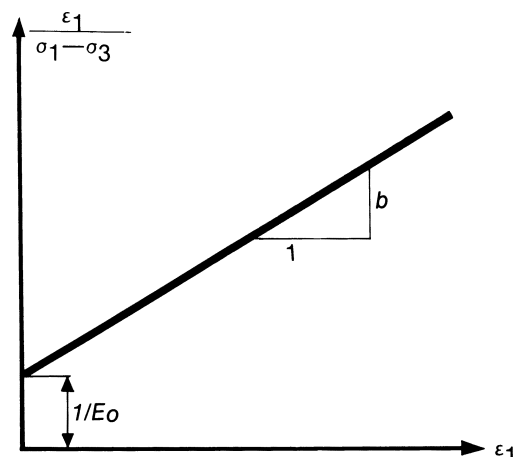
Bestämning av E_0 och b framgår av **Figur 36**.

Kontraktionstalet ν kan bestämmas ur samma försök som förhållandet mellan deformationerna i huvudspänningsriktningarna.

$$\nu = -\frac{\Delta\varepsilon_3}{\Delta\varepsilon_1}$$

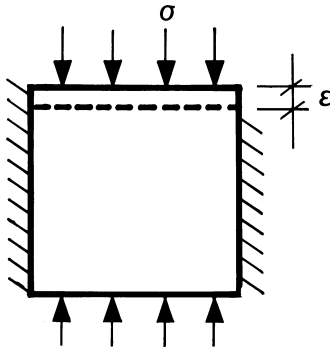
där kompressioner räknas som positiva.

Figur 36. Bestämning av parametrarna E_0 och b , ingående i uttrycket för elasticitetsmodulen E .



Kompressionsmodulen M (ödometermodulen) och kompressionsindex C_c

Vid beräkning av sättningar i jord på grund av last på markytan används som regel kompressionsmodulen M . Kompressionsmodulen bestäms genom att det effektiva vertikalktrycket i ett prov ökas samtidigt som deformationer i horisontalled förhindras. Detta motsvarar förhållandet vid en utbredd last på markytan eller en grundvattensänkning, **Figur 37**.



Enligt äldre praxis ritas spännings-deformationskurvan för lera upp i ett halvlogaritmiskt diagram där det vertikala effektivtrycket avsätts i logaritmisk skala och portalet eller relativa kompressionen i linjär skala, **Figur 38**.

I detta diagram blir en del av kurvan i det närmaste rät då effektivtrycket är större än förkonsolideringstrycket σ'_c . Ur lutningen av denna del bestäms kompressionsindex. Kompressionsindex C_c definieras av sambandet

$$C_c = - \frac{\Delta e}{\log \frac{\sigma' + \Delta \sigma'}{\sigma'}}$$

I Sverige infördes i början av 1950-talet kompressionsindex ε_2 . Detta definierades som den relativa kompressionen vid en fördubbling av lasten. ε_2 används inte längre men förekommer ofta i äldre undersökningar och rapporter.

Mellan C_c och ε_2 råder sambandet

$$\frac{\varepsilon_2}{\log 2} = \frac{C_c}{1 + e_0}$$

Kompressionsmodulen M definieras vanligen genom sambandet

$$M = \frac{\delta \sigma'_v}{\delta \varepsilon_v} \quad (\text{tangentsmodul})$$

där v betecknar vertikal, eller alternativt

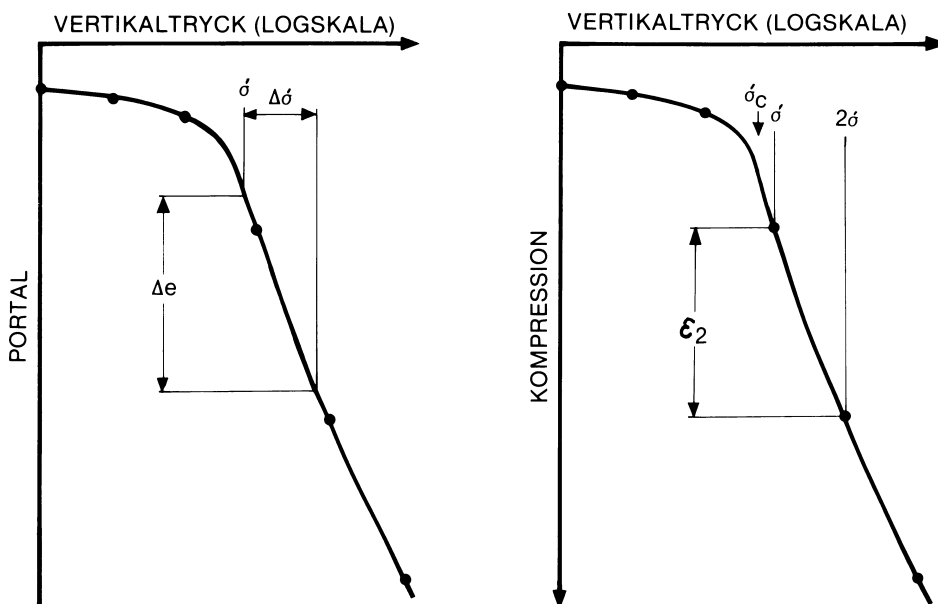
$$M = \frac{\Delta \sigma'_v}{\Delta \varepsilon_v} \quad (\text{sekantsmodul})$$

I båda fallen gäller att inga horisontaldeformationer tillåts.

Mellan kompressionsmodul, elasticitetsmodul och tryckmodul råder sambanden

$$M = \frac{3K(1-\nu)}{1+\nu}$$

Figur 37.
Spänning och deformation vid bestämning av kompressionsmodul.



Figur 38.
Spännings-deformationskurvor för lera med vertikalktrycket i logskala.

Figur 41.
Spännings-deformations-samband och kompressionsmoduler för lera.

$$M = \frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

Tangentmodulen kan för plastiska deformationer skrivas

$$M = m \sigma'_j \left(\frac{\sigma'}{\sigma'_j} \right)^{1-\beta}$$

(Odhe, Janbu, Brinch-Hansen m fl)

där

m = kompressionsmodultalet

β = spänningsexponent

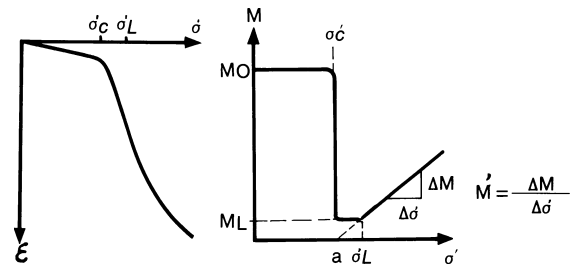
σ' = effektivt vertikalltryck

σ'_j = jämförelsetryck, som regel 100 kPa.

Typiska värden på m och β ges i **Figur 39** och i **Figur 40**.

Sambandet $M = m \sigma'_j \left(\frac{\sigma'}{\sigma'_j} \right)^{1-\beta}$ används i

Sverige huvudsakligen för grovkorniga jordarter. Närmare studier av spännings-deformationskurvorna för svenska leror har visat att uttrycket för kompressionsmodulen varierar med spänningsnivån, **Figur 41**.

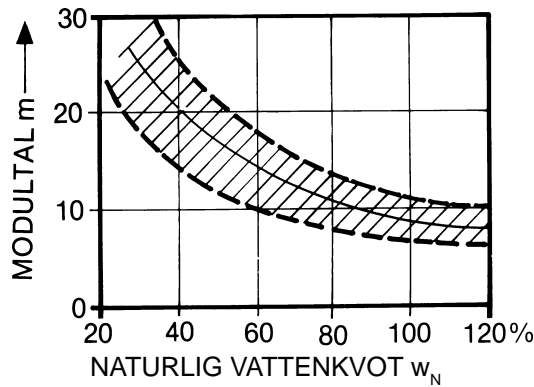


I spänningsintervallet $0 < \sigma' < \sigma'_c$ är modulen konstant $M = M_0$. I spänningsintervallet $\sigma'_c < \sigma' < \sigma'_L$ är modulen också konstant $M = M_L$. I spänningsintervallet $\sigma' > \sigma'_L$ ökar modulen med spänningen och kan skrivas $M = M_L + M'(\sigma - \sigma'_L)$ där M' är kompressionsmodultalet ($\neq m$).

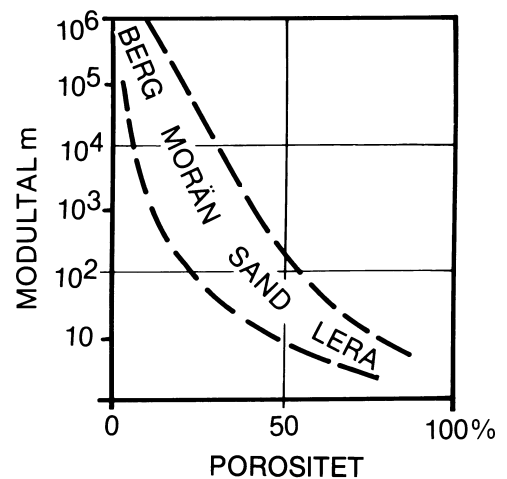
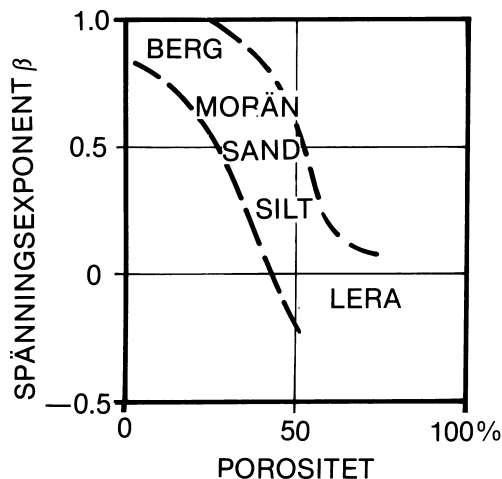
Värdet av M' beror främst på jordens portal och för vattenmättade leror har man funnit sambandet $M' \approx 4,5 + 6/w_N$. Sambandet har dock stor spridning.

Storleken av kompressionsmodulen för plastiska deformationer beror främst på jordens portal. De fasta kornen och partiklarna är i stort sett inkompressibla även om de kan brytas och krossas. Det är alltså främst porerna som pressas samman. Grovkorniga jordar har som regel en lagringstäthet som motsvarar mycket höga förkonsolideringstryck, men även vid förstagångsbelastning ökar modulerna mycket snabbt med ökande belastning, varför kompressionerna blir relativt små. Utsätts jordarna för vibrationer kan dock sättningarna bli betydande. Kompressionsmodulen sjunker med minskande kornstorlek. Siltjordar kan ha relativt höga portal, speciellt om de är organiska och/eller leriga.

Figur 40.
Vattenkvotens inflytande på m i lera (från Janbu, 1970).



Figur 39.
Porositetens inflytande på m och β . Principskisser (från Janbu, 1970).



Vattenmättade lerors kompressibilitet kan relateras till vattenkvoten. Högplastiska leror har förmågan att hålla mycket vatten och blir därmed ofta högkompressibla. Organiskt innehåll ökar ofta portalen och kompressibiliteten. De mest kompressibla jordarna är de organiska där porvolymen kan vara över 95 % av totala volymen. Dessa jordar kan pressas ihop till en bråkdel av sin ursprungliga volym.

Konsolidering

Endimensionell primär konsolidering

Med primär konsolidering menas volymminskning som sker med hydrodynamisk fördröjning. Vid momentan ökning av vertikalt trycket i en vattenmättad jord ökar vatten trycket i porvattnet. Är jorden normalkonsoliderad blir portrycksökningen lika stor som vertikalt trycksökningen. Denna portryckökning ger också upphov till en hydraulisk gradient då trycknivåerna vid jordens dränerade ändtytor är lägre. Vid utbredd belastning antas som regel att den vattenströmning som då startar är endimensionell, dvs. att all vattenströmning sker uppåt till markytan och eventuellt nedåt om jorden kan dränera i botten genom permeabla jordlager. Allteftersom porvattnet pressas ut minskar jordens volym. Samtidigt överförs den del av lasten som burits av porövertrycket successivt till kornskelettet som ett effektivtryck och portrycket minskar. Tidsförloppet för denna vattenutpressning beräknas ofta med konsolideringskoefficienten c_v . Konsolideringskoefficienten beror på permeabiliteten k och kompressionsmodulen M och skrivs

$$c_v = \frac{k M}{\gamma_w}$$

Tiden för en viss portrycksutjämnning (konsolideringsgrad) beräknas sedan ur

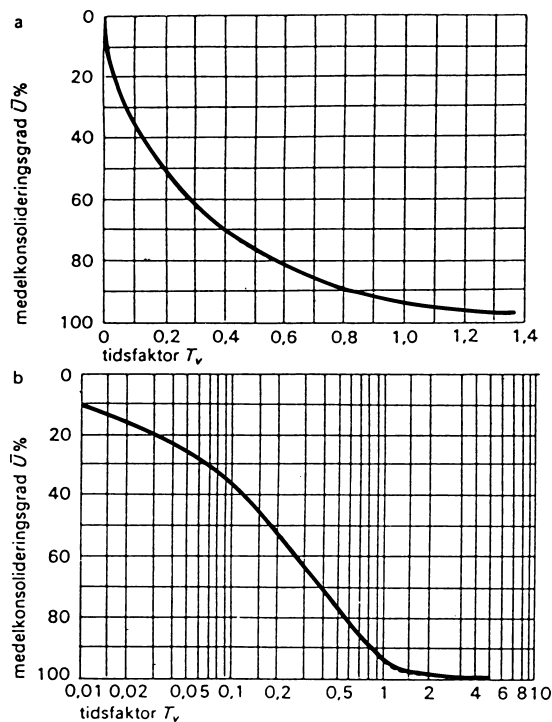
$$t = T_v \frac{h^2}{c_v}$$

där

T_v = tidsfaktor, funktion av konsolideringsgrad och dräneringsfall

h = jordlagrets tjocklek (vid dubbelsidig dränering halva tjockleken)

Med konsolideringsgrad avses hur stor del av porövertrycket som har utjämnats. Konsolideringsgraden betecknas \bar{U} . Vid enklare beräkningar antas att modulen är konstant, varför \bar{U} också kan beteckna hur stor del av slutkompressionen, vid 100 % primärsättning, som



Figur 42. Tidsfaktor T_v som funktion av medelkonsolideringsgraden \bar{U} .

uppnåtts (utan beaktande av krypdeformationer).

Tidsfaktorn T_v fås för ödometerfallet ur **Figur 42**.

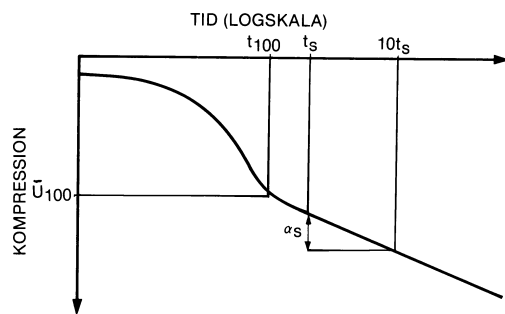
Vid användande av c_v och T_v görs ett antal förenklade antaganden om att jorden är vattenmättad och homogen, vattenflöde och deformation endast sker i en riktning, Darcys lag gäller, k och M är konstanter och att sambandet mellan effektivspänning och portal är oberoende av tiden. Dessa förenklningar kan användas för kortvariga tidsintervall med små deformationer, men stora fel kan uppstå vid beräkning av långvariga förlopp i kompressibla jordar.

Förbättrade beräkningsmetoder som tar hänsyn till de ingående parametrarnas variationer och den invädda sekundära kompressionen finns och bör användas för beräkning av sättningsförlopp i finkornig kompressibel jord.

Sekundär konsolidering

Med sekundär konsolidering avses tidsbunden volymminskning under konstant spänning, som sker så långsamt att ingen hydraulisk gradient uppstår. Sekundär konsolidering är en krypdeformation som pågår också under primärkonsolideringen, varför uppdelningen i primär och sekundär konsolidering är fiktiv. Den sekundära konsolideringen utvärderas i regel genom att tid-sättningskurvan efter en lastökning studeras, **Figur 43**.

Figur 43.
Tid-sättningskurva
för ett laststeg.



Efter att den hydrodynamiska fördröjningen upphört övergår tid-sättningskurvan, där tiden är i logaritmisk skala och kompressionen i linjärskala, till att bli en någorlunda rät linje. Lutningen av denna linje ökar med ökande portal och minskande kornstorlek. Den varierar också med den aktuella spänningens förhållande till förkonsolideringstrycket. Då tiden till full portrycksutjämning är mycket kort i högpermeabla material är nästan alla tidsbundna deformationer i grovkorniga jordar sekundärdeformationer. I filtorv och mellantorv är större delen av de tidsbundna deformationerna ofta sekundärdeformationer. För övriga jordar beror inverkan av den sekundära deformationen av laststegets storlek, spänningsnivån, dräneringsförhållanden och vilket tidsperspektiv som beaktas.

Figur 44.
Samband mellan
kryphastighet och tid
vid samma deviator-
spänning.

I grovkorniga jordar som grus och sand uppstår den största delen av totalsättningen vid själva belastningen och sekundärdeformationerna därefter är begränsade och kan som regel uppskattas med schablonmetoder. Ett undantag är sprängsten där de sekundära deformationerna kan vara av samma storlek som initialsättningen. I finkornig lös jord är sekundärdeformationerna ofta stora, och vid spänningar nära förkonsolideringstrycket kan de med tiden utgöra huvuddelen av sättningarna. Innehåller jorden organiskt material kan sekundärsättningarna bli mycket stora.

Krypdeformationer

Vid sidan av den tidsberoende volymdeformationen, som i ödometerfallet till viss del består av formändring, uppstår tidsbundna formändringar på grund av skjuvspänningar. Sambandet mellan ändring av deviatorspänning $\Delta(\sigma_1 - \sigma_3)$ och deformationshastighet $\dot{\epsilon}$ kan uttryckas genom sambandet

$$\dot{\epsilon} = \frac{k_1 \Delta(\sigma_1 - \sigma_3)}{t^{m_c}}$$

inom det elastiska spänningsområdet.

När största effektiva huvudspänningen gränsspänningen ändras sambandet till

$$\dot{\epsilon} = \frac{k_2 \Delta(\sigma_1 - \sigma_3) - c}{t^{m_c}}$$

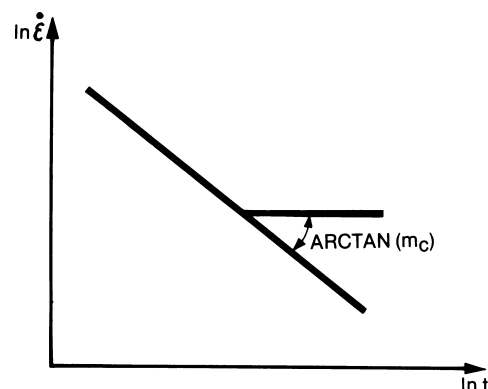
Parametrarna k_1 , k_2 , c och m_c är mått på jordens krypegenskaper.

En förutsättning för ekvationernas giltighet är att krypdeformationerna inte genom nedbrytning av strukturen och/eller portrycksuppbyggnad leder till brott.

För en viss given deviatorspänning under brottvärdet råder ett rätlinjigt samband mellan $\ln \dot{\epsilon}$ och $\ln t$, Figur 44.

Krypparametrarna varierar med belastningsfall och måste bestämmas genom simulering av det verkliga belastningsfallet.

Krypdeformationer är mycket påtagliga i frusen jord.



Bestämning av kompressionsegenskaper

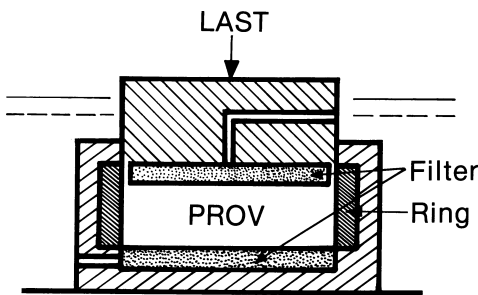
Kompressionsegenskaperna i finkornig jord bestäms vanligtvis i laboratorium. De vanligaste försöksmetoderna är ödometerförsök, kompressometerförsök och triaxialförsök. Ödometerförsöket används för finkorniga jordarter och kompressometerförsöket för mera grovkorniga. Triaxialförsök kan användas för alla jordarter.

Kompressionsegenskaperna i naturlig grovkornig jord uppskattas normalt ur sonderingsmotstånd eller bestäms med fältförsök.

Ödometerförsök

Ödometerförsöket används rutinmässigt på ostörda prover av finkorniga jordar som upp-

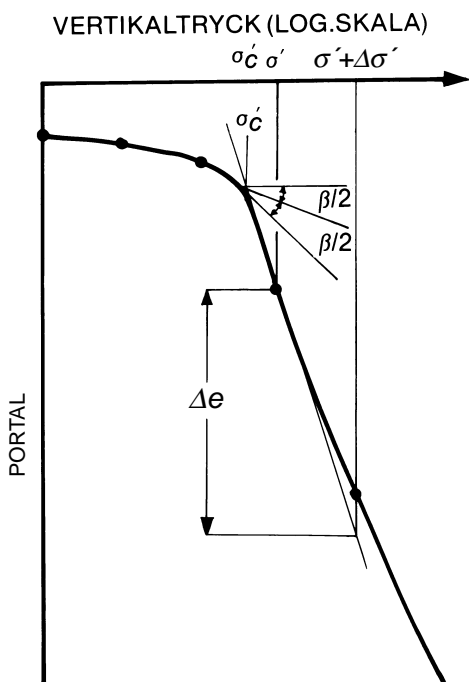
tagits med standardkolvprovtagare. Ett prov med diametern 50 mm och höjden 20 mm placeras i en ring. Ringen med provet läggs på en filtersten och på provet placeras en stämpel med filtersten som passar i ringen, **Figur 45**.



Provet kan sedan belastas stegvis eller pressas samman med konstant deformationshastighet. Vid stegvis belastning fördubblas vertikallasten varje dygn. Efter lastpåläggningen avläses deformationen efter bestämda tidsintervall. Tid-sättningskurvan för varje laststeg och last-deformationskurvan uppritas. Vid uppritningen av den senare används deformationen efter 24 timmars lastpåläggning.

Last-sättningskurvan uppritas med vertikalltrycket i logaritmisk skala och portalet eller vertikaldeformationen i linjärskala.

Förkonsolideringstrycket σ'_c utvärderas genom att en tangent dras till kurvan i dess mest krökta punkt. En horisontell linje dras från tangeringspunkten och därefter en bisektris till vinkeln mellan den horisontella linjen och



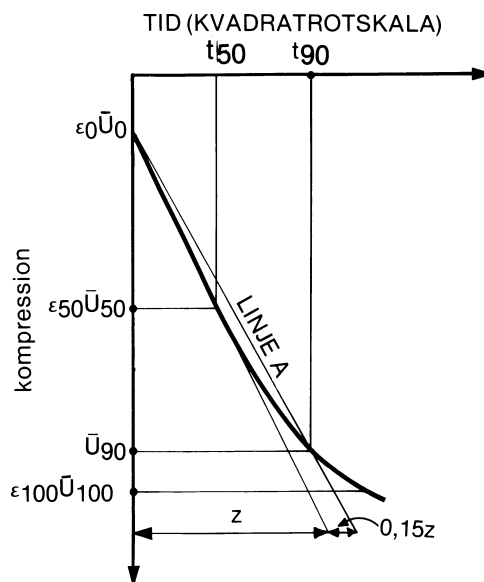
tangenten. Ödometerkurvas "räta del" förlängs och skärningspunkten med bisektrisen motsvarar empiriskt förkonsolideringstrycket. Kompressionsindex C_c bestäms därefter för kurvans "räta del" **Figur 46**.

Last-sättningskurvan från stegvisa försök skall också uppritas med last och deformation i linjära skalor. Detta ger en kontroll av att det utvärderade förkonsolideringstrycket motsvaras av en verklig förändring i kompressionsegenskaperna samt möjlighet till utvärdering av kompressionsmodulen och dess variation.

Tid-deformationskurvorna för vattenmättade jordar ritas med tiden antingen i logaritmisk eller kvadratrotskala och vertikaldeformationen i linjärskala. Då tiden uppritas i kvadratrotskala, **Figur 47**, utgör kurvans första del en rät linje. En rät linje med samma utgångspunkt men med 1,15 gånger större abscissa dras. Skärningspunkten mellan denna och tid-sättningskurvan motsvarar 90 % konsolidering. \bar{U}_{90} , \bar{U}_{50} och t_{50} konstrueras och konsolideringskoefficienten c_v beräknas enligt

$$c_v = 0,197 \frac{h_{50}^2}{t_{50}}$$

där
 0,197 = tidsfaktorn för 50 % konsolidering
 h_{50} = halva provhöjden vid \bar{U}_{50} (dubbelsidig dränering)



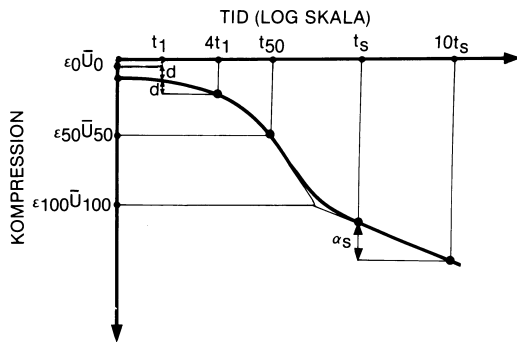
Ritas tiden i logaritmisk skala, **Figur 48**, konstrueras \bar{U}_0 ur parabelformen hos kurvans begynnelse. \bar{U}_{100} konstrueras som skärningspunkten mellan tangenten till kurvans inflexionspunkt och förlängningen av kurvans räta

Figur 45. Ödometer.

Figur 47. Utvärdering av konsolideringskoefficienten c_v enligt Taylor.

Figur 46 (vänster spalt). Utvärdering av förkonsolideringstryck σ'_c och kompressionsindex C_c .

Figur 48. Utvärdering av konsolideringskoefficient c_v (enligt Casagrande) och sekundärsättningskoefficient α_s .



slutdel. t_{50} och h_{50} bestäms och c_v beräknas. Den sekundära konsolideringskoefficienten bestäms genom att lutningen av kurvans räta slutdel $\alpha_s = \delta\varepsilon/\delta\log t$ mäts.

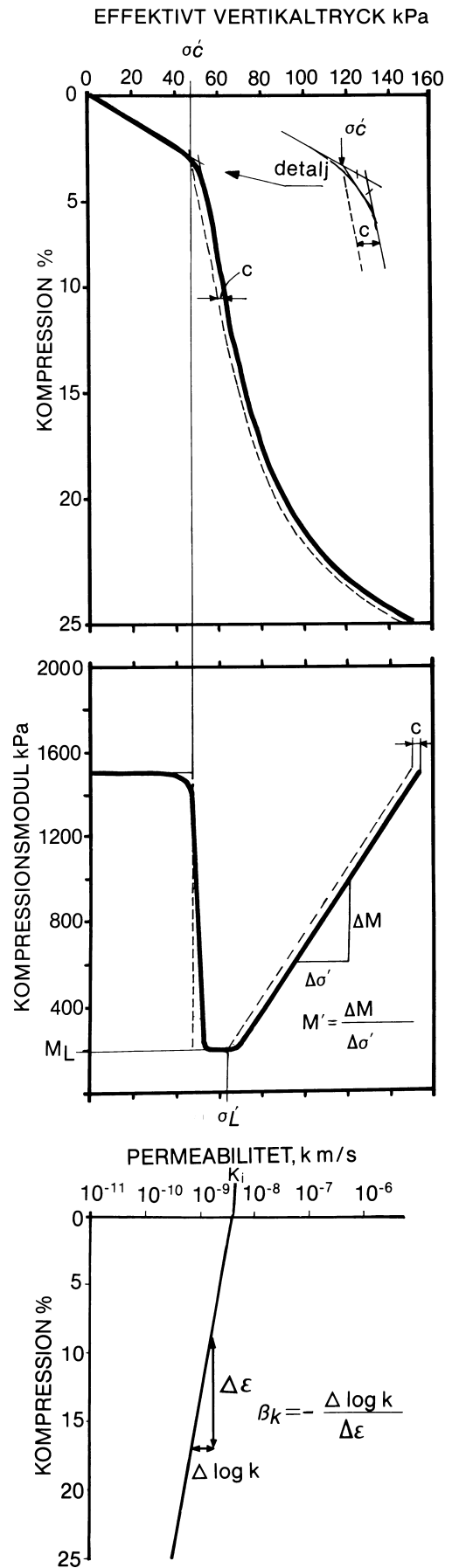


Figur 49. CRS-försök.

Figur 50 (höger spalt). Utvärdering av ödometerförsök med konstant deformationshastighet.

Ödometerförsök med konstant deformationshastighet (CRS) är numera vanligast. I dessa försök placeras ödometern i en press som komprimerar provet med konstant deformationshastighet. Dräneringen från filterstenen i provets underyta stängs och i stället mäts portrycket som utbildas. Under försöket avläses tid, last, deformation och porvattentryck i provets underyta kontinuerligt. Detta sker automatiskt och mätvärdena databehandlas och uppritas som kontinuerliga kurvor över kompressibilitet och permeabilitet, **Figur 50**.

Förkonsolideringstrycket utvärderas ur kurvan för effektivt vertikalktryck mot relativ kompression. Kurvan börjar som en rät linje som efter att ha böjt av nedåt övergår i en ny rät linje. De räta linjerna dras ut och en likbent triangel skrivs in mellan dessa och kurvan med basen mot kurvan. Skärningspunkten mellan triangelns bas och den övre räta linjen motsvarar σ'_c . Hela den efterföljande kurvan parallellförflyttas därefter med spänningen c så att den går genom punkten för det utvärderade förkonsolideringstrycket. Denna korrektion beror på att kurvans läge är hastighetsbe-



roende. Därefter utvärderas modulen för den räta kurvdelen efter förkonsolideringstrycket M_L , gränstrycket där modulen börjar öka σ'_L samt relationen mellan modulökning och effektivspänningsökning M' . Ur dessa försök fås också permeabiliteten som funktion av kompressionen. (Utvärderingen av σ'_c är något beroende av skalorna på axlarna varför den utförs i standardiserat diagram med 1 cm motsvarande 10 kPa effektivt vertikalltryck och 1 cm motsvarande 1 % kompression.)

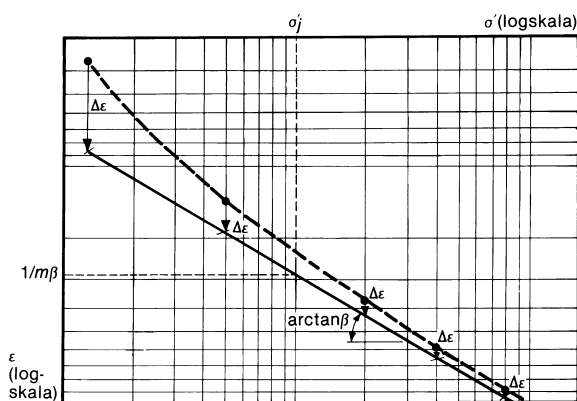
Motsvarande moduler kan utvärderas för det stegvisa ödometerförsöket då resultaten från detta uppritas i linjära skalor.

Modulen före förkonsolideringstrycket M_O utvärderad ur ödometerförsök blir som regel är för låg. Därför används praktiskt empiriska värden som $M_O \approx 250 c_u$.

Kompressometerförsök

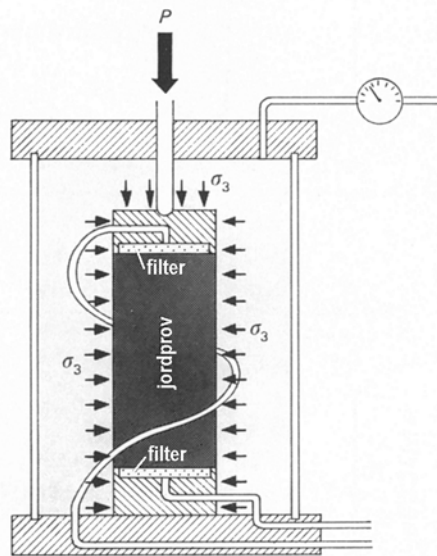
I kompressometerförsöken är ödometeringen ersatt av ett antal ringar som är placerade med inbördes mellanrum så att de kan följa med vid provets kompression utan att ge upphov till friktionskrafter.

Då kompressometern nästan uteslutande används för grovkorniga torra eller naturfuktiga jordar är det endast i undantagsfall man använder sig av filterstenar och gummimembran invändigt i ringarna. Laststegen i kompressometern är vanligen en successiv fördubbling av lasten. För grova friktionsmaterial är laststegens varaktighet kort (5 – 10 min). Resultaten brukar uppritas i dubbellogaritmiska diagram där m och β utvärderas enligt Figur 51.



Triaxialförsök

Vid triaxialförsök kan kompressionsmodulen bestämmas genom variation av celltrycket så att horisontal deformation hindras. En vanligare användning av triaxialapparaten är dock att bestämma kompressionsegenskaperna vid belastningsfall och deformationsvillkor som avviker från ödometerfallet. Vid höga skjuvspänningar då belastningen är nära brottlasten, blir vertikal deformationerna betydligt större än i ödometerfallet. Detta kan simuleras och mätas i triaxialapparaten. I denna kan också tryckmodulen, elasticitetsmodulen och kontraktionstalet mätas, Figur 52.



Figur 52. Principskiss av triaxialapparat samt bild av triaxialcell.



Figur 51 (vänster spalt). Bestämning av parametrarna m och β i fallet $\beta > 0$. Streckad kurva är ritad direkt på basis av försöksvärdena. Tillägget $\Delta\epsilon$ väljs så att sambandet $\log\epsilon/\log\sigma'$ blir rätlinjigt (från Andreasson, 1973).

Skjuvhållfasthet

Allmänt

Skjuvhållfastheten i jord beror i huvudsak på friktionskrafter. Även cementering och andra bindningskrafter kan förekomma. Med friktion avses här krafter som är en direkt funktion av effektivspänningsnivån i jorden.

Man skiljer på dränerad och odränerad skjuvhållfasthet beroende på belastningsfall och jordens konsolideringsegenskaper. I grovkorniga jordar är endast den dränerade hållfastheten av intresse utom vid stötbelastningar som jordbävningar och vågkrafter. I mera finkorniga jordar uppstår varaktiga portrycksändringar som påverkar effektivtrycket efter belastningen och direkt efter spänningsändringen är den odränerade skjuvhållfastheten dimensionerande (korttidshållfasthet). Med tiden utjämnas portrycket och den dränerade hållfastheten kommer att gälla (långtidshållfasthet).

Dränerad skjuvhållfasthet

Den dränerade skjuvhållfastheten beror främst av jordens friktionsvinkel, deformationsegenskaper och spänningsnivån i jorden. Om spänningsnivån i förhållande till deformationsegenskaperna är sådan att provets volym vid skjuvning är konstant, sägs jorden vara i kritisk lagring och skjuvhållfastheten kan skrivas

$$\tau_f = \sigma' \cdot \tan \phi'_{cv}$$

där

τ_f = skjuvhållfasthet

σ' = effektivtryck vinkelrätt mot brottplanet

ϕ'_{cv} = friktionsvinkel vid kritisk lagring

Storleken av ϕ'_{cv} beror på ingående mineral och i någon mån av kornform. Skarpkantade och oregelbundna korn har något högre ϕ'_{cv} än runda och jämna. ϕ'_{cv} är i storleken 33° för kvartssand och 37° för sand med huvudmineralet fältspat. Fast lagrade eller överkonsoliderade jordar ökar sin volym vid skjuvning (dilaterar). Då fordras ett större arbete för att åstadkomma skjuvning än vid konstant volym eftersom expansionsenergin tillkommer. Motsvarande minskar löst lagrade och normalkonsoliderade jordar (kontraktanta) sin volym och

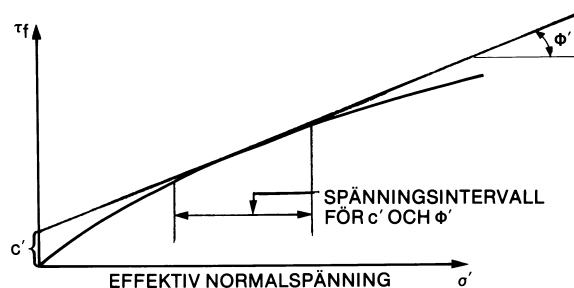
arbetet som fordras för skjuvning är mindre än för skjuvning vid konstant volym. Detta medför att friktionsvinkeln ϕ' blir spänningsberoende, vilket tillsammans med eventuella spänningsberoende hållfasthetsbidrag gör att jordens dränerade hållfasthet inte generellt kan uttryckas

$$\tau_f = \sigma' \cdot \tan \phi'$$

där ϕ' är en konstant utan i stället ofta får skrivas

$$\tau_f = c' + \sigma' \cdot \tan \phi'$$

där c' och ϕ' gäller för ett begränsat effektivspänningsintervall, **Figur 53**.

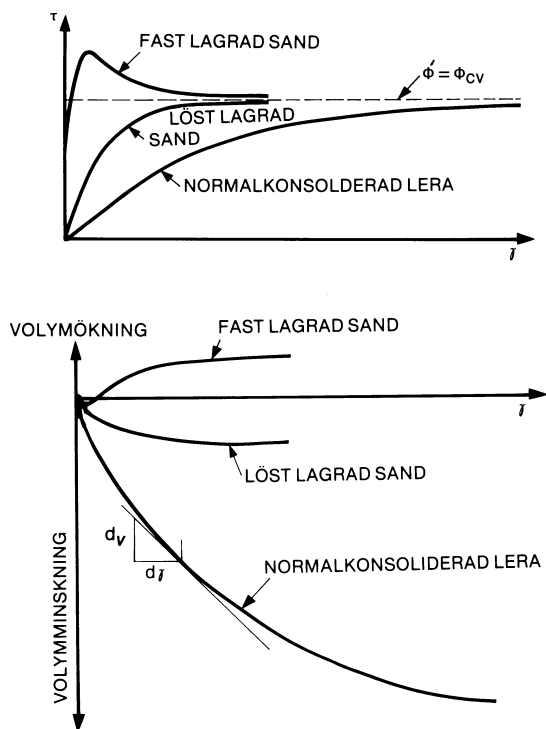


Figur 53.
Dränerade hållfasthetsparametrar för sand.

För sand och grövre jord fordras relativt stora förändringar i spänningsnivån för att kraftigt förändra parametrarna och ofta anges bara en friktionsvinkel för dessa. En generell beskrivning av hållfastheten i dessa material fordrar dock att friktionsvinkeln varieras med både lagringstäthet och spänningsnivå.

För att mobilisera skjuvhållfastheten krävs en viss deformation. Storleken av denna beror på volymändringens storlek. För dilatanta jordar är deformationen till brott relativt liten ($\gamma \approx 0,01$ radian). Brottdeformationen ökar med ökande volymminskning, **Figur 54**.

För fast lagrade jordar sjunker skjuvhållfastheten efter att brott passerats. Oberoende av lagringstätheten vid försökets början uppnås vid mycket stor skjuvdeformation samma residualvärde $\phi' = \phi'_{cv}$ då volymändringarna upphört.



Figur 54. Typiska försöksresultat från dränerade skjuvför-sök.

I Figur 55 ses tydligt inverkan av tre deformationstyper. Vid låga normalspänningar når spänningarna brottvillkoret utan att passera någon gränsspänning för elastiska deformationer. Ligger normaltrycket mellan ungefär halva förkonsolideringstrycket och σ'_{cv} är provet först överkonsoliderat och gränsspänningarna nås först vid en viss skjuvspänning. Är vertikala effektivtrycket lika med förkonsolideringstrycket eller detta överskrids är alla deformationer plastiska. De dränerade hållfasthetsparametrarna för finkorniga jordar beskrivs lämpligen för dessa tre spänningsintervall, med angivande av om verkligt brott inträffat eller vid vilken deformation brott utvärderats.

Friktionsvinkeln för grovkorniga jordar vid brott uppskattas ofta genom erfarenhetsvärden med hänsyn till kornform, gradering och lagringstäthet och med en viss försiktighet för att de med säkerhet skall kunna användas vid dimensionering av grundläggningar. Sådana empiriska värden redovisas i Tabell 27.

Vid plant deformationstillstånd ökar värdet på friktionsvinkeln. Ökningen beror av lagringstäthet, spänningsnivå och kornform. Detaljerade samband för friktionsvinkeln i olika friktionsjordar vid olika spänningstillstånd presenteras i SGI Information 8.

Friktionsvinklar i grus, sand och grovsilt utvärderas normalt ur sonderingsresultat.

Några riktvärden för finkorniga jordar kan inte ges eftersom ϕ' beror på deformationskriterium, spänningsintervall och belastningstyp. För överkonsoliderade svenska finkorniga jordar,

Mellan mobiliserad friktionsvinkel ϕ'_{mob} vid en viss deformation och ϕ'_{cv} råder approximativt sambandet

$$\tan \phi'_{mob} = \tan \phi'_{cv} - \frac{\delta V}{\delta \gamma}$$

där

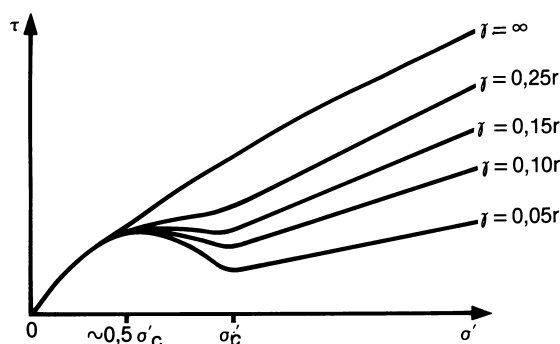
$\tan \phi'_{mob} = \tau/\sigma'$ vid skjuvdeformationen γ

τ = skjuvspänning

$\delta V/\delta \gamma$ = förhållandet mellan relativ volymminskning och skjuvdeformation vid skjuvdeformationen γ (tangens)

Då deformationen vid dränerat brott i finkorniga, kontraktanta material är mycket större än vad som normalt kan accepteras för konstruktioner, används ofta ett deformationskriterium för brott. Den dränerade skjuvhållfastheten för en lera vid direkt skjuvning enligt olika deformationskriterium för brott visas i Figur 55.

Det vanligen använda brottkriteriet är att brott utvärderas vid 0,15 radianers skjuvdeformation eller vid maximal skjuvspänning om denna inträffar tidigare.



Figur 55. Dränerad skjuvhållfasthet i finkorniga jordar.

Lagringstäthet	Jordart		Jordart			
	Sand	Grus	Sandmorän	Grusmorän	Makadam	Sprängsten
Löst lagrad	28	30	35	38	30	40
Fast lagrad	35	37	42	45	38	45

Tabell 27. Empiriska överslagsvärden på friktionsvinkeln ϕ' hos olika friktionsjordar.

där gränstrycken för elastiska deformationer inte överskrids, kan normalt en friktionsvinkel av minst 30° och $c' = 0,03 \sigma'_c$ användas, utom för lera med sprickor där $c' = 0$. I övriga fall är det normalt den odränerade skjuvhållfastheten som är den dimensionerande hållfastheten i vattenmättade finkorniga jordar. Vid bestämning av hållfasthet i sprickiga och inhomogena prover är det viktigt att proverna är så stora att inverkan av inhomogeniteterna inryms i resultatet.

För organiska jordar är ϕ'_{cv} ofta i storleksordningen $30^\circ - 35^\circ$.

Höga skjuvspänningar i dilatanta jordar kan med tiden leda till krypbrott då krypdeformationerna ändrar strukturen. I kontraktanta jordar medför krypningen större deformationer.

Dränerad skjuvhållfasthet i icke vattenmättad jord ovanför grundvattenytan

I jord ovanför grundvattenytan råder negativa porvattentryck på grund av kapillärkrafterna. I mellansand och grövre jord är dessa som regel försumbara, men speciellt i silt där grundvattenytorna kan ligga lågt samtidigt som kapillariteten kan vara hög kan inverkan av de negativa portrycken vara betydande.

Inom den kapillärt helt vattenmättade zonen, som motsvarar den undre kapillära stighöjden, blir den dränerade skjuvhållfastheten

$$\tau_f = c' + (\sigma - u_w) \tan \phi'$$

Eftersom porvattentrycket u_w är negativt, blir effektivtrycket $\sigma' = (\sigma - u_w)$ större än totaltrycket σ .

Ovanför den vattenmättade zonen sjunker vattenmättnadsgraden samtidigt som porvattentrycket sjunker ytterligare (det negativa trycket ökar). Den dränerade skjuvhållfastheten blir då

$$\tau_f = c' + (\sigma - S_r u_w) \tan \phi'$$

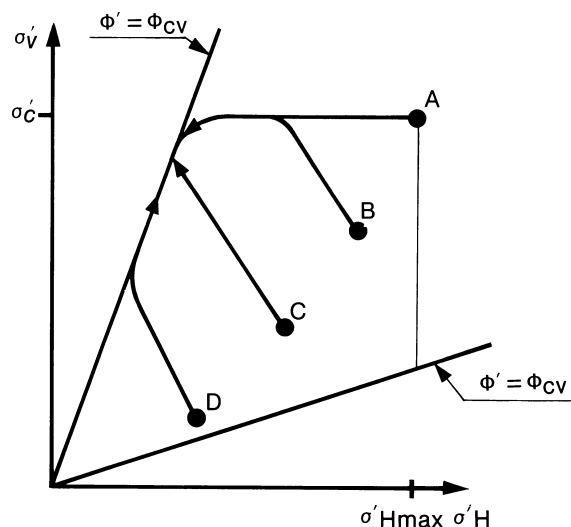
där S_r är vattenmättnadsgraden. Det effektiva negativa portrycket, $u_{eff} = S_r \cdot u_w$, är tämligen konstant inom ett stort intervall för vattenmättnadsgraden och motsvarar här ungefär det negativa vattentryck som råder vid gränsen för den undre kapillära stighöjden.

Odränerad skjuvhållfasthet

Odränerad skjuvhållfasthet i vattenmättad jord

Då en vattenmättad jord belastas så snabbt att jorden inte hinner konsolidera, uppstår portrycksändringar som påverkar effektivtrycket. Som visats under "Deformationsegenskaper – portrycksupbyggnad" (sid 35 – 36) kan dessa portryck och resulterande effektivtryck beräknas genom kännedom om gränsspänningarna för elastiska deformationer och ϕ'_{cv} ,

Figur 56.



I helt odränerad finkornig jord medför dessa portrycksändringar att effektivspänningarna vid brott blir ungefär desamma oavsett vilka spänningar som rådde i jorden före belastningen.

Den odränerade skjuvhållfastheten för vattenmättade jordar brukar därför uttryckas som

$$\tau_{fu} = c_u$$

där τ_{fu} betecknar hållfastheten vid odränerade förhållanden och c_u är beteckningen för odränerad skjuvhållfasthet, vilken förenklat ofta antas ha ett konstant värde för den aktuella provpunkten och nivån i jorden.

Då den största huvudspänningen är vertikal, är det förkonsolideringstrycket som avgör vid vilken effektivspänningsnivå brottet inträffar och därmed också storleken av den odränerade skjuvhållfastheten. Verkar den största huvudspänningen i någon annan riktning blir det gränsspänningen, vinkelrätt den yta mot vilken största huvudspänningen verkar, som blir avgörande för den odränerade skjuvhållfasthetens storlek. Då gränsspänningarna varierar med riktning enligt en sinusfunktion blir också

Figur 56.

Spänningsvägar vid odränerad ökning av vertikalspänningen.

A=Normalkonsoliderad,
B=Lätt överkonsoliderad,
C = Överkonsoliderad
och D = Starkt överkonsoliderad jord.

den odränerade skjuvhållfasthetens variation med riktning sinusformad.

Figur 57 visar variationen av skjuvhållfasthet i normalfallet där den vertikala gränsspänningen är största gränsspänningen.

Man skiljer normalt på aktiv skjuvhållfasthet där största huvudspänningen är vertikal, passiv skjuvhållfasthet där största huvudspänningen är horisontell och skjuvhållfastheten vid direkt skjuvning i en horisontell glidyta.

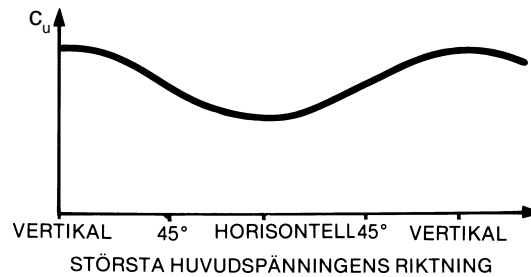
Förhållandet mellan största och minsta gränsspänningen är normalt en funktion av flytgränsen, alt. plasticitetstalet. Den aktiva skjuvhållfastheten är i stort sett oberoende av flytgränsen, men både passiv skjuvhållfasthet och hållfastheten vid direkt skjuvning påverkas starkt av flytgränsen. Typiska värden på odränerad skjuvhållfasthet för skandinaviska illitiska leror visas i Figur 58.

I de flesta naturliga odränerade brott finns aktiva zoner, passiva zoner och zoner med direkt skjuvning. Den odränerade skjuvhållfastheten från direkt skjuvning ansluter relativt väl till medelvärdet av de olika skjuvhållfastheterna och är den mest användbara. Vid överslagsberäkningar brukar detta värde användas oavsett belastningsfall.

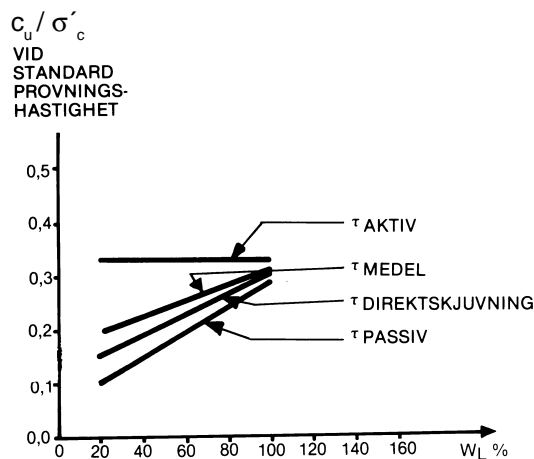
Brottdeformationernas storlek i odränerade fall beror på överkonsolideringskvoten.

I normalkonsoliderade finkorniga jordar inträffar odränerat brott efter en relativt liten deformation, Figur 59. Vid snabba förlopp fås ett markerat toppvärde vid brott. Hållfastheten sjunker sedan snabbt med ökande deformation ned till en viss nivå, varefter hållfasthetsminskningen med deformation går långsammare. Sker skjuvningen mycket långsamt fås inget lika markerat toppvärde, utan skjuvspänningen når upp till sitt största värde vid ungefär samma deformation som toppen vid den snabba belastningen och hållfastheten sjunker sedan sakta med ökande deformation.

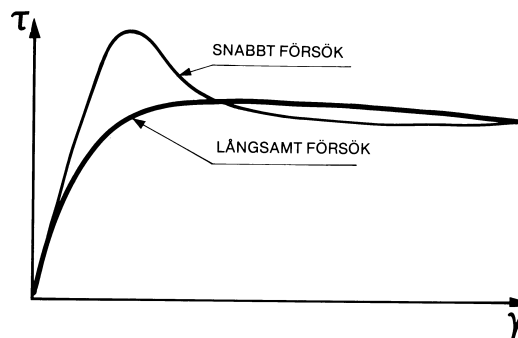
Den odränerade skjuvhållfastheten för normalkonsoliderade finkorniga jordar är således tidsberoende. Detta beror på att krypdeformationerna ökar allteftersom skjuvspänningen höjs. Då skjuvningen går så långsamt att ingen topp uppstår har ett undre gränsvärde nåtts och tidsberoendet praktiskt taget upphört. Vid mycket långsamma belastningar dränerar jorden och dränerad hållfasthet kommer att gälla.



Figur 57. Variation av odränerad skjuvhållfasthet i normalfallet.



Figur 58. Typiska värden för odränerad skjuvhållfasthet skandinaviska leror.

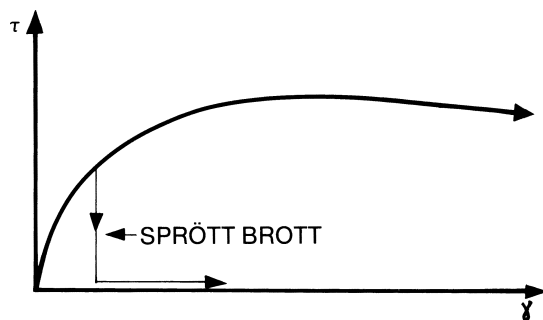


Figur 59. Skjuvspännings-deformationskurvor vid odränerad skjuvning i normalkonsoliderad lera.

I starkt överkonsoliderade jordar är kraftdeformationskurvorna betydligt krummare om inte sprött brott inträffar, Figur 60.

I starkt överkonsoliderade jordar sjunker portrycket då jorden vill öka sin volym vid brott. Dessa portrycksminskningar sker under plastiska skjuvdeformationer och den deformation som utbildas innan full portrycksminskning nåtts kan vara avsevärd. Skulle portrycksminskningen bli så stor att kapillärt genombrott uppstår, eller om jordens struktur och eventuella cementeringar kollapsar vid de stora plastiska deformationerna, blir brottet sprött och den odränerade skjuvhållfastheten lägre

Figur 60. Skjuvspännings-deformationskurvor för starkt överkonsoliderad lera.



än vad förkonsolideringstrycket antytt. Den odränerade skjuvhållfastheten för torrskorperlor och moränleror är ofta starkt volymberoende då hållfastheten avgörs av sprickor och inhomogeniteter i provet. Skjuvhållfastheten för starkt överkonsoliderade jordar är mycket tidsberoende, eftersom dränering medför vattenuppsugning och minskning av effektivtrycken.

Att den odränerade skjuvhållfastheten skulle vara oberoende av spänningarna vid belastningens början är en förenkling. Undersökningar har visat att den odränerade skjuvhållfastheten vid avlastning sjunker med den ökande överkonsolideringskvoten enligt

$$c_u = c_{u1} \cdot OCR^{-0,2}$$

där

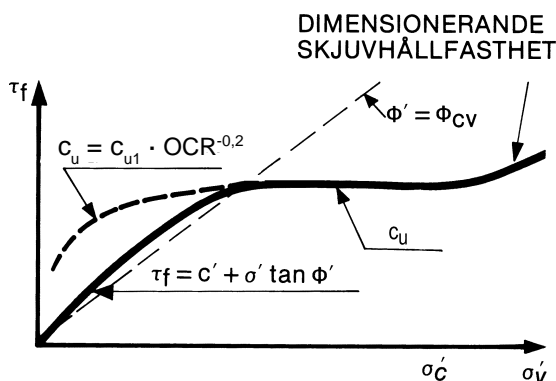
c_{u1} = odränerad skjuvhållfasthet för normalkonsoliderad lera

OCR = överkonsolideringskvot σ'_c / σ'_v

- 0,2 = empiriskt medelvärde för överkonsolideringens inverkan, varierar normalt mellan - 0,1 och - 0,3

Förenklingen är dock ofta acceptabel eftersom korrektionen blir relativt liten i normalkonsoliderad och lätt överkonsoliderad jord och den dränerade hållfastheten blir dimensionerande för starkt överkonsoliderade jordar.

Dimensionerande hållfasthet vid direkt skjuvning i finkorniga jordar blir oftast som i **Figur 61**.



Figur 61. Dimensionerande skjuvhållfasthet i finkorniga jordar.

I grovkorniga jordar är odränerad skjuvhållfasthet av intresse endast vid mycket hastiga belastningar. Av avgörande intresse är då jordens relativa lagring och om jorden är dilatant eller kontraktant. Är jorden dilatant medför belastningshastigheten inga problem, eftersom den momentana odränerade skjuvhållfastheten är högre än den dränerade. I kontraktanta jordar kan dock snabba laständringar medföra problem, då den momentana hållfastheten är lägre än den dränerade. Ytterlighetsexemplet är kvicksand som vid hastig belastning övergår i ett vätskeliknande tillstånd utan skjuvhållfasthet.

Silt utgör en mellanjordart. Permeabiliteten är ofta, speciellt om silten är lerig, så låg att den odränerade skjuvhållfastheten blir dimensionerande. Å andra sidan är förändringen i deformationsegenskaperna vid gränsspänningarna inte alltid så markant att den helt bestämmer portrycksutvecklingen. I dessa fall påverkas skjuvhållfastheten i hög grad av lagringstätheten. Grovsilt är ofta så permeabel att den i de flesta fall uppträder dränerat. Den dimensionerande skjuvhållfasthet i silt beror således på dess sammansättning och hur snabbt belastningen förs på. Olika beräkningar utförs ofta med både dränerad och odränerad hållfasthet.

Odränerad skjuvhållfasthet i icke vattenmättad jord

I jordar som inte är helt vattenmättade blir portrycksändringarna vid laständringar mindre än i vattenmättad jord. Vid tryckminskningar expanderar gasbubblorna och i vattnet löst gas kan frigöras. Ökar trycket i porerna pressas gasbubblorna samman och en del av gasen löses i vattnet. Den odränerade hållfastheten i icke vattenmättad jord blir således ett mellanling mellan fullt dränerad hållfasthet och odränerad hållfasthet i helt vattenmättade jordar.

Den odränerade hållfastheten kan skrivas $c_u = b_0 + \sigma'_{ct} \cdot \tan \beta_0$, där σ'_{ct} = effektivtrycket före spänningsändringen. b_0 och β_0 är inte konstanter utan ändras med såväl effektivspänningsnivån som portrycksnivån före skjuvningen.

Sensitivitet S_t

Förhållandet mellan en jords odränerade skjuvhållfasthet i ostört tillstånd och den odränerade skjuvhållfastheten efter fullständig omrörning och nedbrytning av strukturen kallas sensitivitet S_t . Den omrörda skjuvhållfastheten bestäms i laboratoriet med fallkonförsök. Leror med mycket höga sensitivitetsvärden förekommer främst i västra Sverige. I

Göta älvs dalgång finns leror med sensitivitet som är så stor att den ofta inte kan mätas, (omrörd skjuvhållfasthet $\leq 0,06$ kPa). Är sensitiviteten större än 50 och den omrörda leran har en hållfasthet som är lägre än 0,4 kPa kallas leran kvicklera. Sensitiviteten har stor betydelse för bedömning av hållfasthetsnedsättning t.ex. vid pålning och bedömning av skredrisker. Ett bättre mått än sensitivitet på hållfasthetsnedsättningen vid måttlig omrörning av jorden eftersträvas, men något allmänt accepterat mått har ännu inte kommit i bruk.

Bestämning av skjuvhållfasthet

Allmänt

De försöksmetoder som vanligen används för bestämning av odränerad skjuvhållfasthet i jord är i laborietriaxialförsök, enaxliga tryckförsök, direkta skjuvförsök och konförsök. I fält används vanligen vingförsök och CPT-sondering för att bestämma den odränerade skjuvhållfastheten i finkorniga jordar. Ränerad skjuvhållfasthet bestäms med triaxialförsök eller direkta skjuvförsök i laboriet och uppskattas för grovkornig jord ur resultat från sonderingar i fält. Hållfastheten i icke vattenmättade jordar bestäms med triaxialförsök. Det effektiva negativa portrycket mäts med pF-försök i laboriet, med speciella portrycksmätare i fält eller uppskattas ur jordens kornfördelning.

Triaxialförsök

I triaxialförsöket innesluts ett cylindriskt jordprov i ett gummimembran, **Figur 62**. Provet placeras i en cell som vätskefylls. Ränering av provet kan ske genom filterstenar vid provets ändtor. Genom cellens topp löper en laststång. Provet kan belastas isotropt genom att trycket i cellvätskan höjs. Förhållandet mellan vertikal- och horisontalspänningar kan regleras genom tryck eller drag i laststången. Porvattentrycket kan också regleras.

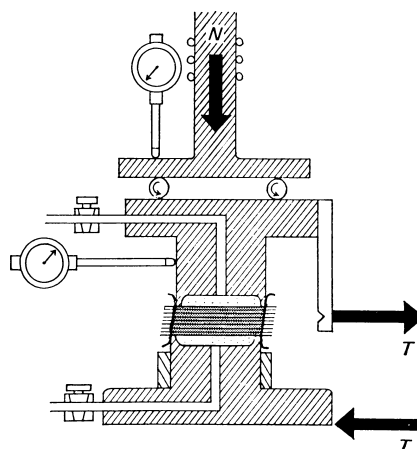


Jordprovet får som regel konsolidera för ett förutbestämt spänningstillstånd och provningen sker oftast genom att vertikallasten ökas (aktivt försök) eller minskas (passivt försök) medan celltrycket hålls konstant. Detta kan ske dränerat eller odränerat. Förutom dessa standardförsök kan olika spänningsvägar och belastnings- och räneringsfall simuleras genom variation av celltryck, portryck och vertikallast, samtidigt som olika grader av konsolidering kan tillåtas.

Direkta skjuvförsök

I det direkta skjuvförsöket innesluts ett jordprov i ett gummimembran med spiralarmering eller med ett antal ringar utvändigt som hindrar att provet ökar sin diameter, **Figur 63**. Ringarna skall ha ett avstånd sinsemellan så att de inte överför vertikalkrafter. Provet placeras i en belastningsanordning mellan en fast underdel och en rörlig överdel. I provets ändtor finns filterstenar för ränering. Provet tillåts först konsolidera för en vertikal belastning och skjuvas sedan genom att överdelen förskjuts horisontellt. Skjuvningen kan ske ränerad eller odränerad.

Vid direkta skjuvförsök på grovkorniga jordar används stora skjuvapparater utan gummimembran eller filterstenar, jfr kompressometerförsök, sid 45.



Figur 63. Principskiss och foto av direkt skjuvapparat typ SGI.



Figur 62 (vänster spalt). Triaxialförsök.

Figur 64.
Enaxligt tryckförsök.



Enaxligt tryckförsök

Vid det enaxliga tryckförsöket placeras ett cylindriskt jordprov i en press. Vertikallasten ökas kontinuerligt till brott. Enaxliga tryckförsök används speciellt för att bestämma den odränerade skjuvhållfastheten i inhomogena och sprickiga prover, där en stor provvolym erfordras t.ex. för torrskorpelera och lermorän. På senare tid har försöket kommit att användas för att bestämma hållfasthet och hållfasthetstillväxt med tiden vid bindemedelsinblandning (t.ex. kalk och cement) i lös finkornig jord.

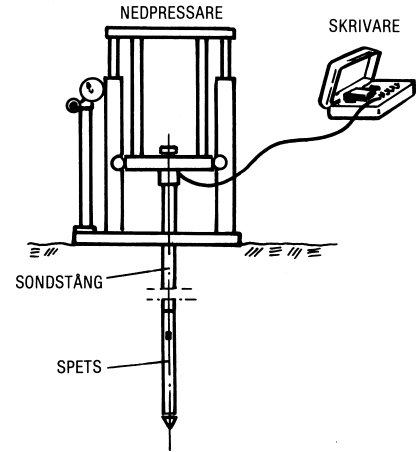
Vingförsök

Vingförsöket används för att mäta den odränerade skjuvhållfastheten i finkorniga jordar, Figur 65. Vingen består av två korslagda stålblad som är fästade vid en stång. Ytterligare stänger kan skarvas på. Vid försöket pressas vingen ned i jorden till provningsnivån. Där vrids den runt samtidigt som vridmomentet mäts. Den odränerade skjuvhållfastheten beräknas ur maximalt vridmoment och vingens storlek. Efter att brott inträffat kan vingen vridas runt ett tiotal varv varpå vridmomentet mäts på nytt. Kvoten mellan kringvridningsmomenten utgör ett mått på sensitiviteten.

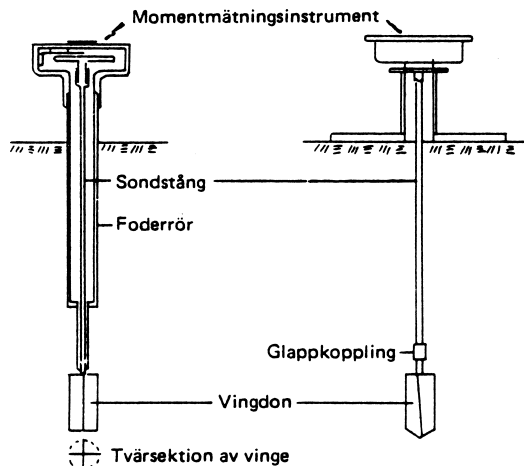
Figur 66.
CPT-sondering.
Principskiss och modern försöksutrustning.
Bild: Ingenjörfirman Geotech AB.

CPT-sondering

Vid CPT-sondering trycks en stavformad sond med cirkulärt tvärsnitt och en konisk spets ned i marken med konstant nedrivningshastighet, Figur 66. Under neddrivningen mäts spetsmotståndet, det genererade portrycket direkt ovanför spetsen och mantelfriktionen mot en hylsa placerad ovanför spetsen. Den odränerade skjuvhållfastheten i finkornig jord beräknas ur det nettospetsstryck (spetsstrycket minus rådande överlagringstryck) som fordras för att driva ned sonden.



Figur 65.
Vingförsök. Principskiss (till vänster vingborr typ SGI och till höger typ Geotech) och modern försöksutrustning.
Bild: Ingenjörfirman Geotech AB.



Fallkonförsök

Den odränerade skjuvhållfastheten i finkorniga jordar bestäms rutinmässigt på laboratoriet genom fallkonförsök, **Figur 67**. Försöket utförs med 400 g-30° kon (konvikt 400 g och spetsvinkel 30°), 100 g-30° kon, 60 g-60° kon eller 10 g-60° kon. Vid försöket förs konen, som är upphängd i fallkonapparaten, ned mot provytan tills konens spets tangerar denna. Konen får sedan falla fritt och inträngningsdjupet i jorden mäts. Genom jämförelser med vingförsök har man funnit ett empiriskt samband mellan odränerad skjuvhållfasthet och koninträngning.

$$c_u = K \frac{m \cdot g}{i^2}$$

där

m = konens massa, g

$K = 1$ för 30° kon och 0,25 för 60° kon

i = konintryck, mm



Den ostörda skjuvhållfastheten mäts i snittytor i ett ostört prov taget med standardkolvprovtagare och den omrörda skjuvhållfastheten i samma material efter att det tagits ur provhylsan och rörts om. Därefter beräknas sensitiviteten.

Korrektion av odränerad skjuvhållfasthet

Den odränerade skjuvhållfastheten som mäts vid provning är beroende bl.a. av med vilken hastighet provningen utförs och i vad mån jorden störts före provningen. De skjuvhållfasthetsvärden som uppmäts vid vingförsök och konprovning måste erfarenhetsmässigt korrigeras. Denna korrigering bör strikt utföras med kännedom om hur hållfasthetsvärdet från konprov och vingförsök i den aktuella jorden förhåller sig till hållfastheten mätt med noggrannare metoder. Motsvarande gäller att utvärderingen av CPT-sondering bör kalibreras. Dessutom bör belastningsfallet beaktas. Oavsett belastningsfall reduceras alltid håll-

fasthetsvärdena från fallkon- och vingförsök i lera och organisk jord för rutinfall med hänsyn till flytgränsen enligt SGI:s rekommendationer.

$$c_u = \mu \cdot \tau_{v,k}$$

där

$\tau_{v,k}$ = okorrigerat hållfasthetsvärde från vingförsök respektive fallkonförsök

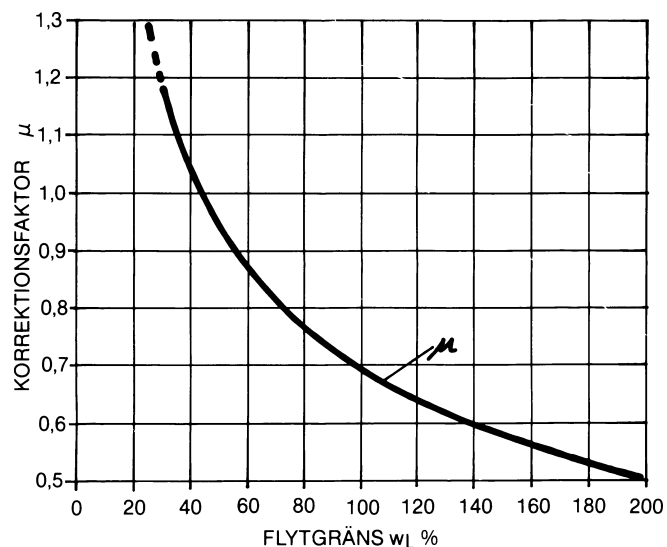
$$\mu = \left(\frac{0,43}{w_L} \right)^{0,45} \quad 1,2 \geq \mu \geq 0,5$$

Figur 68.

Hållfasthetsvärden från vingförsök korrigeras dessutom för överkonsolideringsgrad. Även utvärderingen av CPT-sonderingar påverkas av överkonsolideringsgraden och korrigeras för denna.

För speciella jordar, som lermorän och sulfidjord, finns speciella utvärderings- och korrekionsmetoder.

Utvärdering av skjuvhållfasthet i finkorniga jordar behandlas mer detaljerat i SGI Information 3.



Figur 67.
Fallkonförsök.

Figur 68.
Korrektionsfaktorer för odränerad skjuvhållfasthet bestämd med vingförsök eller fallkonförsök enligt SGI:s rekommendationer.

Rekommenderad litteratur

För vidare studier om jords egenskaper rekommenderas

SGI Information

- Bergdahl, U. (1984).** Geotekniska undersökningar i fält. Statens geotekniska institut, Information 2, Linköping.
- Larsson, R., Sällfors, G., Bengtsson, P.-E., Alén, C., Bergdahl, U., och Eriksson, L. (2007).** Utvärdering av skjuvhållfasthet i kohesionsjord. Statens geotekniska institut, Information 3, Revision 2007, Linköping.
- Larsson, R. och Sällfors, G. (1988).** Nyare in-situmetoder för bedömning av lagerföljd och egenskaper i jord. Statens geotekniska institut, Information 5, Linköping.
- Carlsten, P. (1989).** Torv - Geotekniska egenskaper och byggmetoder. Statens geotekniska institut, Information 6, Linköping.
- Larsson, R. (1989).** Hållfasthet i friktionsjord. Statens geotekniska institut, Information 8, Linköping.
- Tremblay, M. (1990).** Mätning av grundvattnivå och portryck. Statens geotekniska institut, Information 11, Linköping.
- Larsson, R., Bengtsson, P.-E. och Eriksson, L. (1994).** Sättningsprognoser för bankar på lös finkornig jord - Beräkning av sättningsars storlek och tidsförlopp. Statens geotekniska institut, Information 13, Linköping.
- Larsson, R. (2007).** CPT-sondering. Utrustning - utförande - utvärdering. Statens geotekniska institut, Information 15, Revision 2007. Linköping.
- Knutsson, S., Larsson, R., Tremblay, M. och Öberg-Högsta, A.-L. (1998).** Siltjordars egenskaper. Statens geotekniska institut, Information 16, Linköping.
- Möller, B., Larsson, R., Bengtsson, P.-E. och Moritz, L. (2000).** Geodynamik i praktiken. Statens geotekniska institut, Information 17, Linköping.

Specialiserat

- Andreasson, L. (1973).** Kompressibilitet hos friktionsjord. Laboratoriestudium, Avhandling, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg.
- Anläggnings AMA.** Svensk Byggtjänst, Stockholm.
- ATB Väg 2005.** Allmän teknisk beskrivning för vägkonstruktion. Vägverket, Borlänge.
- Hartlén, J. and Wolski, W. (Editors) (1996).** Embankments on Organic Soils. Developments in Geotechnical Engineering 80, Elsevier, Amsterdam.
- Lacasse, S. and Berre, T. (1986).** Triaxial testing methods for soils, ASTM Special Technical Publication; STP 977, s 264-289. ASTM, Philadelphia.
- Larsson, R. (1977).** Basic behaviour of Scandinavian soft clays. Rapport No. 4, Statens geotekniska institut, Linköping.
- Larsson, R. (1981).** Drained behaviour of Swedish clays. Rapport No. 12, Statens geotekniska institut, Linköping.
- Larsson, R., Nilson, G. & Rogbeck, J. (1985).** Bestämning av organisk halt, karbonathalt och sulfidhalt i jord. Rapport No. 27, Statens geotekniska institut, Linköping.
- Larsson, R. (1994).** Deformationsegenskaper i jord - Deformationsmoduler och enkla jordmodeller med speciellt avseende på relativt små deformationer inom det "elastiska" området. Institutionen för geoteknik, Chalmers tekniska högskola, Rapport B 1994:6, Göteborg.
- Larsson, R. (2000).** Lermorän - en litteraturstudie. Statens geotekniska institut, Varia 480, Linköping.
- Larsson, R. (2001).** Investigations and Load Tests in Clay Till. Statens geotekniska institut, Rapport No. 59, Linköping.
- Larsson, R., Westerberg, B., Albing, D., Knutsson, S. och Carlsson, E. (2007).** Sulfidjord - Geoteknisk klassificering och odränerad skjuvhållfasthet. Statens geotekniska institut, Rapport No. 69, Linköping.

Sergeyev, Y M, Grabowska-Oiszevska, B, Osipov, V I, Solokov, V N, and Kolomen-ski, Y N. (1979). Classification of micro-structures of clay soils. Journal of Microscopy, Vol 120, Dec 1980.

Svenska Geotekniska Föreningens publikationer:

Rapport:

Rapport 1:93. Rekommenderad standard för CPT-sondering.

Rapport 2:93. Rekommenderad standard för vingförsök i fält.

Notat:

Notat 1:2004. Packning och packningskontroll av blandkornig och finkornig jord.

Notat 2:2004. Direkta skjuvförsök - en vägledning

Notat 2:2005. Permeabilitetsbestämning genom laboratorieförsök.

Svenska Geotekniska Föreningens laboriekommittés förslag till anvisningar

(Delvis föråldrade med avseende på indelningar, benämningar och metoder)

Del 2. Karlsson, R. & Hansbo, S. (1982). Jordarternas indelning och benämning. Byggforskningsrådet T21:1982. Reviderad utgåva 1984.

Del 3. Pusch, R. (1974). Jords uppbyggnad. Byggforskningens informationsblad B14:1974.

Del 4. Stål, T. (1972). Kornfördelning. Byggforskningens informationsblad B2:1972.

Del 5. Fagerström, H. (1971). Packningsegenskaper. Byggforskningens informationsblad B2:1971. Reviderad utgåva 1973.

Del 6. Karlsson, R. (1974). Konsistensgränser. Byggforskningens informationsblad B11:1974.

Del 7. Pusch, R. (1973). Densitet, vattenhalt och portal. Byggforskningens informationsblad B5:1973.

Del 8. Fagerström, H. & Wiesel, C-E. (1972). Permeabilitet och kapillaritet. Byggforskningens informationsblad B7:1972.

Del 10. Sällfors, G. & Andreasson, L. (1986). Kompressionsegenskaper. Byggforskningsrådet T23:1986.

Svensk standard

(Ersätts i vissa fall av internationell standard och teknisk specifikation)

SS 27105 Geotekniska provningsmetoder
- Organisk halt i jord - Glödningsförlustmetoden.

SS 27106 Geotekniska provningsmetoder
- Mineraljordar - Kornfraktioner.

SS 27107 Geotekniska provningsmetoder
- Organisk halt i jord - Kolorimetermätning

SS 27108 Geotekniska provningsmetoder
- Packningsegenskaper - Beteckningar och beräkningsätt.

SS 27109 Geotekniska provningsmetoder
- Laborariepackning.

SS 27110 Geotekniska provningsmetoder
- Fältbestämning av densitet.

SS 27111 Geotekniska provningsmetoder
- Bestämning av permeabilitet.

SS 27112 Geotekniska provningsmetoder
- Bestämning av kapillaritet med undertryckskapillarmeter.

SS 27113 Geotekniska provningsmetoder
- Jords uppbyggnad. Beteckningar, benämningar och definitioner.

SS 27114 Geotekniska provningsmetoder
- Skrymdensitet.

SS 27115 Geotekniska provningsmetoder
- Korndensitet och kompakt densitet.

SS 27116 Geotekniska provningsmetoder
- Vattenkvot och vattenmättnadsgrad.

SS 27117 Geotekniska provningsmetoder
- Portal och porositet.

SS 27118 Geotekniska provningsmetoder
- Konsistensgränser - Beteckningar och förklaringar.

SS 27120 Geotekniska provningsmetoder
- Konflytgräns.

SS 27121 Geotekniska provningsmetoder
- Plasticitetsgräns.

SS 27122 Geotekniska provningsmetoder
- Krympgräns.

SS 27123 Geotekniska provningsmetoder
- Kornfördelning - Siktning.

SS 27124 Geotekniska provningsmetoder
- Kornfördelning - Sedimentering, hydrometermetoden.

SS 27125 Geotekniska provningsmetoder
- Skjuvhållfasthet - Fallkonförsök - Kohesionsjord.

SS 27126 Geotekniska provningsmetoder
- Kompressionsegenskaper - Ödometerförsök, CRS-försök - Kohesionsjord.

SS 27127 Geotekniska provningsmetoder
- Skjuvhållfasthet - Fallkonförsök - Kohesionsjord.

SS 27128 Geotekniska provningsmetoder
- Skjuvhållfasthet - Enaxligt tryckförsök, UU-försök - Kohesionsjord.

SS 27129 Geotekniska provningsmetoder
- Kompressionsegenskaper - Ödometerförsök med stegvis pålastning - Kohesionsjord.

Internationell standard

SS-EN ISO 14688-1. Geoteknisk undersökning och provning - Benämning och indelning av jord - Del 1: Benämning och beskrivning

SS-EN ISO 14688-2. Geoteknisk undersökning och provning - Identifiering och klassificering av jord - Del 2: Klassificeringsprinciper

Internationell teknisk specifikation

SIS-CEN ISO/TS 17892-1. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 1: Bestämning av vattenkvot.

SIS-CEN ISO/TS 17892-2. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 2: Bestämning av skrymdensiteten hos finkornig jord.

SIS-CEN ISO/TS 17892-3. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 3: Bestämning av kompakt densitet - Pyknometermetoden.

SIS-CEN ISO/TS 17892-7. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 7: Enaxligt tryckförsök på finkornig jord.

SIS-CEN ISO/TS 17892-8. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 8: Okonsoliderat odränerat triaxialförsök.

SIS-CEN ISO/TS 17892-9. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 9: Konsoliderat triaxialförsök på vattenmättad jord.

SIS-CEN ISO/TS 17892-10. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 10: Direkt skjuvboxförsök.

SIS-CEN ISO/TS 17892-11. Geoteknisk undersökning och provning - Laboratorieundersökning av jord - Del 11: Permeabilitetsförsök.

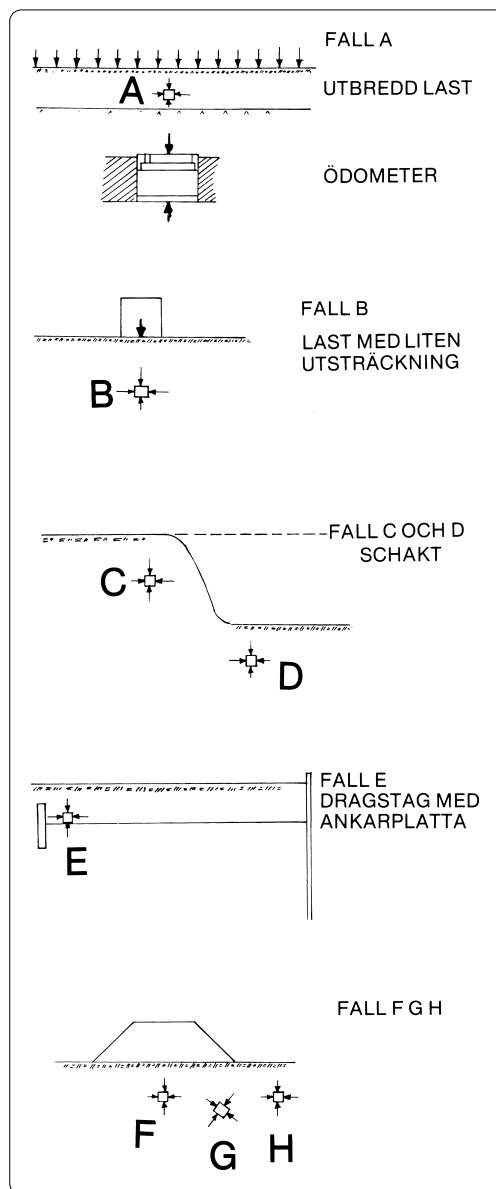
Appendix

Exempel på portrycksändringar och spänningsvägar.

För att illustrera portrycksändringar och spänningsvägar vid några vanliga lastfall ges här några exempel. Exempelen gäller alla för lätt överkonsoliderad lera, figur A 1–3.

Fall A motsvarar en utbredd belastning vilken kan simuleras i ödometerförsök. I det helt odränerade fallet stiger portrycket i stort lika med den påförda belastningen och det effektiva vertikalktrycket ändras inte. Eftersom sidoutvidgning är förhindrad ändras inte heller det effektiva horisontaltrycket, utan de effektiva spänningarna är konstanta i punkt A. Vid dränering ökar såväl effektiva vertikal- som horisontaltrycket och spänningsvägen följer linjen A'. Denna linje fjärrnar sig från skjuvbrottlinjerna och belastningsfallet kan inte leda till skjuvbrott.

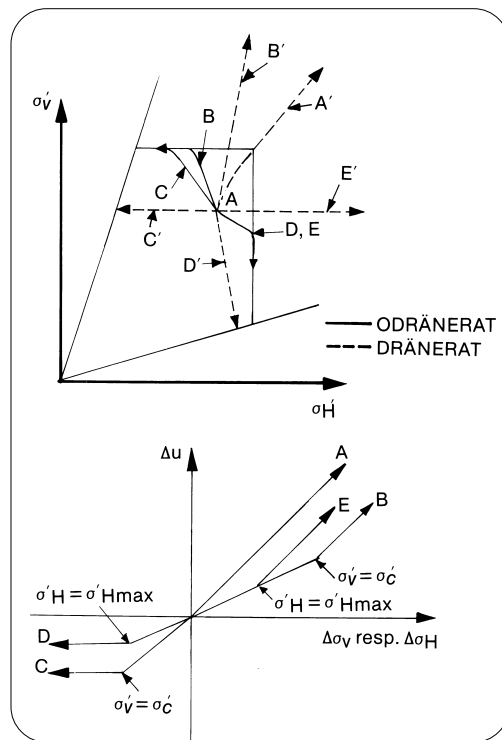
Fall B motsvarar en punkt rakt under en ytlast med liten utsträckning. I detta fall är sidoutvidgning möjlig. Vid belastningen ökar därför inte horisontaltrycket lika mycket som i fall A. I det odränerade fallet medför detta att portrycket ökar långsammare tills förkonsolideringstrycket nåtts, varefter det ökar lika mycket som ytterligare vertikal totalspänningsökning på nivån. Det vertikala effektivtrycket ökar upp till förkonsolideringstrycket och blir sedan konstant. Det effektiva horisontaltrycket minskar, då ökningen i horisontaltryck är mindre än portrycksökningen. Odränerat skjuvbrott erhålls vid måttliga lastökningar. Sker belastningen i fall B så långsamt att jorden hinner dränera följer spänningsvägen linjen B'. Såväl den effektiva vertikala- som horisontalspänningen ökar men den horisontella effektivspänningen ökar mindre än i fall A. I båda fallen börjar de plastiska deformationerna då förkonsolideringstrycket överskrids, men då skjuvspänningarna är högre i fall B blir också de plastiska deformationerna störst i detta fall. Spänningsvägen B' närmar sig sakta linjen för skjuvbrott och vid stora laster erhålls dränerat skjuvbrott. Fall B kan simuleras i laboratoriet i aktiva triaxialförsök med ökan-



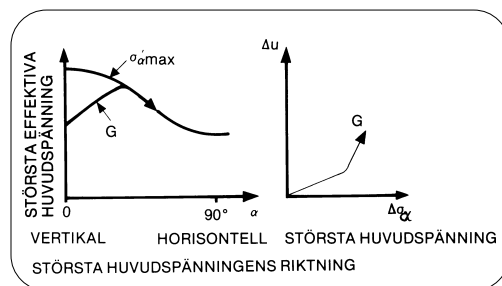
Figur A 1.
Typfall för belastningar.

de vertikallast och konstant eller svagt ökande horisontaltryck.

Fall C motsvarar en punkt i jorden vid sidan av en schakt. I det odränerade fallet medför minskningen i horisontaltryck att porvattentrycket minskar. Detta medför i sin tur att det effektiva vertikalktrycket ökar. När förkonsolideringstrycket uppnås slutar portrycket att minska och blir konstant. Därvid börjar det



Figur A 2. Spänningsvägar och portrycksutveckling i fall A-E.



Figur A 3. Spänningsväg och portrycksutveckling i fall G.

effektiva horisontaltrycket minskar i samma takt som det totala och ytterligare schaktning medför att spänningarna snabbt närmar sig skjuvbrottsspänningarna. Eftersom den odränerade portrycksändringen i detta fall är negativ medför dränering en portrycksökning, vilken medför att spänningsvägen närmar sig skjuvbrottningslinjen. Den helt dränerade spänningsvägen representeras av linje C'. Fall C kan någorlunda simuleras i laboratoriet i aktiva triaxialförsök där vertikalspänningen hålls konstant och horisontaltrycket minskar.

Fall D motsvarar en punkt under schaktbotten nära slänten. I det odränerade fallet medför minskningen i vertikaltryck att porvattentrycket sjunker. Detta och de ökande skjuvspänningarna medför att den effektiva horisontalspänningen ökar. Då den horisontella gränsspänningen uppnåtts slutar portrycket att sjunka. Därvid börjar det effektiva vertikaltrycket att sjunka i ungefär samma takt som totaltrycket och ytterligare schaktning medför att skjuvspänningarna snabbt närmar sig skjuvbrottsspänningarna. En helt dränerad spän-

ningsväg representeras av linje D'. Den dränerade skjuvhållfastheten är lägre än den odränerade. Fallet kan någorlunda simuleras i laboratoriet i triaxialförsök där vertikalspänningen minskas och horisontalspänningen hålls konstant.

Fall E motsvarar en punkt framför en ankarplatta för ett dragstag. I detta fall ökar horisontalspänningen medan vertikalspänningen är konstant. Horisontalspänningsökningen medför en ökning av det effektiva horisontaltrycket och portrycket. Då den effektiva horisontella gränsspänningen nåtts, ökar portrycket i samma takt som ytterligare horisontaltrycksökning och spänningsvägen går snabbt mot skjuvbrott. Den odränerade skjuvhållfastheten är i detta fall lägre än den dränerade. Den dränerade spänningsvägen motsvaras av linje E'. Fallet kan någorlunda simuleras i laboratoriet i triaxialförsök där vertikalspänningen hålls konstant och horisontalspänningen ökas.

I samtliga illustrerade fall har vertikal- och horisontalspänningar varit huvudspänningar. I många fall ändras huvudspänningarnas riktning vid belastning. Studeras fall F, som illustrerar en vägbank på plan markyta, ser man att spänningarna i punkt F i stort sett motsvaras av fall B och spänningarna i punkt H motsvaras av fall E. I punkt G har däremot huvudspänningsriktningen vridits och största och minsta spänningarna verkar i andra plan än de horisontella och vertikala. Den största huvudspänningen är från början vertikal, men vrids successivt samtidigt som den ökar. Den kommer därvid att verka mot nya plan med successivt minskande gränsspänningar. Portrycksutvecklingen blir som tidigare först sådan att medeffektivtrycket hålls konstant. Efter det att en gränsspänning nåtts ändras portrycksutvecklingen så att ingen effektiv gränsspänning överskrids.

Spänningsvägen i punkt G kan i laboratoriet någorlunda simuleras i direkta skjuvförsök.

SGI Information

1. **Jords egenskaper.**
(48 sid, 1982/1986/1990/1993)
2. **Geotekniska undersökningar i fält.**
(72 sid, 1984)
3. **Skjuvhållfasthet
– utvärdering i kohesionsjord.**
(28 sid, 1985/63 sid, 2007)
- 3E. **Evaluation of shear strength in cohesive soils with special reference to Swedish practice and experience.**
(32 pages, 1985)
4. **Geotekniska utredningar för stabilitetsanalyser – allmänna råd för omfattning och kvalitet.**
(20 sid, 1988/1993)
5. **Nyare in-situmetoder för bedömning av lagerföljd och egenskaper i jord.**
(64 sid, 1988)
6. **Torv – geotekniska egenskaper och byggmetoder.**
(34 sid, 1989)
7. **Report on the ISSMFE technical committee on penetration testing of soils – TCI6 with reference test procedures.**
CPT - SPT - DP - WST
(50 pages, in english and french, 1989)
8. **Hållfasthet i friktionsjord.**
(50 sid, 1989)
9. **Olje- och kemikalieutsläpp i jord.**
(40 sid, 1989)
10. **Dilatometerförsök – en in-situmetod för bestämning av lagerföljd och egenskaper i jord. Utförande och utvärdering.**
(50 sid, 1990/1993)
11. **Mätning av grundvattennivå och portryck.**
(116 sid, 1990)
12. **Termiska egenskaper i jord och berg.**
(28 sid, 1991)
13. **Sättningsprognoser för bankar på lös finkornig jord – beräkning av sättnings storlek och tidsförlopp.**
(51 sid, 1994)
- 13E. **Prediction of settlements of embankments on soft, fine-grained soils – calculation of settlements and their course with time.**
(52 pages, 1997)
14. **Lärobok i geobildtolkning.**
(123 sid, 1991)
15. **CPT-sondering.**
Utrustning – Utförande – Utvärdering
(80 sid, 1993, 71 sid, 2007)
- 15E. **The CPT-test.**
Equipment-Testing-Evaluation
(77 pages, 1995)
16. **Siltjordars egenskaper.**
– Silt som konstruktionsmaterial
– Bestämning av geotekniska egenskaper
(71 sid, 1998)
17. **Geodynamik i praktiken.**
(51 sid, 2000)
- 18:1 **Handbok.**
Skumglas i mark- och vägbyggnad
(39 sid, 2008)
- 18:4 **Handbok.**
Flygaska i mark- och vägbyggnad. Grusvägar
(58 sid, 2006)
- 18:5 **Handbok.**
Slaggrus i väg- och anläggningsarbeten
(40 sid, 2006)
- 18:7 **Handbok.**
Gummiklipp
(47 sid, 2008)
19. **Deponiers stabilitet.**
Vägledning för beräkning
(46 sid, 2007)



Statens geotekniska institut
Swedish Geotechnical Institute

SE-581 93 Linköping, Sweden

Tel: 013-20 18 00, Int + 46 13 201800

Fax: 013-20 19 14, Int + 46 13 201914

E-mail: sgi@swedgeo.se Internet: www.swedgeo.se