

NORGES GEOTEKNISKE INSTITUTT
Norwegian Geotechnical Institute

Intern rapport

SNEENES GRUNNLEGGENDE
EGENSKAPER: NOEN FYSIKALSKE
OG MEKANISKE ASPEKTER.

Karl P. Fischer

58100-1

18. mai 1973

FORSKNINGSVEIEN 1, OSLO 3 — TLF. 69 58 80

- 5/7-73
- A. SNEENS DIAGENESE: Egenskaper ved et aggregat av iskrystaller.
 - B. SNEENS FUNDAMENTALE MEKANISKE EGENSKAPER:
 - I. De mekaniske egenskaper for is
 - II. Sneens mekaniske egenskaper: Generelle betraktninger
 - III. Sneens elastiske, plastiske og viskøse egenskaper
 - IV. Sneens mekaniske egenskaper: laboratorieforsøk
 - V. Sneens mekaniske egenskaper: Feltforsøk
 - VI. Bruddkriterier for sne.

SNEENS GRUNNLEGGENDE EGENSKAPER :
Noen fysikalske og mekaniske aspekter.

Det er vanskelig å presentere sneforskning som en konsistent og enhetlig vitenskap. Når det gjelder skred, kan sneforskningen sammenlignes med legevitenskapen. Skredet er snedekketts sykdom og sykdommen kan ha flere årsaker. Tilsvarende som tilstanden "å være syk" ikke studeres ut fra en enkelt teori, er det i sneforskningen også nødvendig å studere en rekke symptomer ut fra ulike teorier. Ut fra mer eller mindre kvantitative vurderinger kan man så uttale seg om pasientens tilstand. Her skal vi drøfte noen av de teorier og vurderinger som brukes for å bedømme snedekketts tilstand.

Hvorfor og hvordan dannes et sneskred? Det har utviklet seg to hovedretninger innen denne forskning. Den ene tar for seg utviklingen av visse snetyper og den andre studerer mekaniske egenskaper ved skreddannelsen. Her skal vi ta for oss noe av grunnlaget for forskningen innen disse to hovedretninger.

Videre skal vi se på noen av de mange modeller som brukes for å beskrive sneens egenskaper og antyde endel muligheter og problemer av rent måleteknisk art.

A. SNEENS DIAGENESE: Egenskaper ved et aggregat av iskrystaller.

Utviklingen av de ulike snetyper er en prosess som kalles metamorfosen. Grunnlaget for det som skjer i metamorfosen vil vi finne ved å studere mikrostrukturen av sneen.

I første omgang kan vi kalle sne for et aggregat av iskrystaller. Iskrystallene er bygget opp av et heksagonalt gitter av vannmolekyler. I dette gitteret foregår det en intens aktivitet. Hvert vannmolekyl roterer 100 000 ganger rundt sin egen akse hvert sekund. Bevegelsen er ikke begrenset til bare rotasjon, et molekyl hopper ut av sin gitterposisjon 1 000 000 ganger i sekundet og beveger seg omtrent åtte gitterposisjoner før det finner en ledig gitterposisjon: m.a.o., det foregår en meget livlig trafikk av molekyler i en iskrystall. Det som særpreger sne i vårt miljø er at det alltid er meget nær sitt smeltepunkt; selv om temperaturen er -40°C , så er iskrystallene termodynamisk nær sitt smeltepunkt. Bevegeligheten av molekylerne i krystallen er knyttet til at iskrystallene er så nær sitt smeltepunkt. Men bevegeligheten av molekylerne er også forbundet med isgitterets meget åpne struktur. Når vann fryser, dannes det krystaller som er lettere enn vann, iskrystallene har en meget åpen krystallstruktur som gir gode muligheter for enkelte molekyler til å bevege seg gjennom gitter-

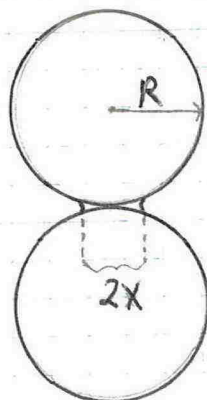
strukturen uhindret. Krystallgitteret har ingen perfekt struktur; det inneholder en rekke feil, de såkalte dislokasjoner. Det finnes to hovedtyper, skrue-dislokasjoner og kant-dislokasjoner. At krystaller, enten det er is eller metall, kan deformeres plastisk skyldes at de inneholder dislokasjoner, og at disse kan bevege seg. All viskøs eller plastisk deformasjon kan betraktes som et resultat av skjærspenninger. For å kunne si noe om hvor raskt en deformasjon av en iskrystall vil foregå ved en gitt skjærspenning, må man vite hvilken dislokasjonsmekanisme som eksisterer og aktiviseringsenergien for bevegelse langs denne dislokasjon. I tillegg til de problemer som eksisterer for bestemmelse av de parametre som beskriver en enkelt dislokasjonsmekanisme, kompliseres det hele med at det i de fleste tilfelle er tale om flere dislokasjonsmekanismer som virker samtidig. I iskrystallene vil selvdifusjonen av molekylene kunne generere nye dislokasjoner under deformasjonen. Å beskrive en deformasjon ut fra bevegelse av dislokasjoner er således ingen enkel sak.

Alt som har vært nevnt hittil gjelder de enkelte iskrystaller og deformasjon av disse. Vi vil nå se på sneen, altså et aggregat av iskrystaller. Et slikt aggregat av krystaller av forskjellig form og størrelse som ligger inntil hverandre vil ikke være i likevekt. Den forandring som finner sted i snemassen kalles en sinteringsprosess, analogt med tilsvarende prosess i metalurgien. Mye arbeide har vært utført for å finne frem til hvilke mekanismer som bidrar til massetransporten mellom iskrystallene under sinteringsprosessen. I denne forbindelse vil vi betrakte temperaturen som konstant. Når det gjelder forandringer av sne-dekket generelt, en prosess som kalles metamorfosen, vil vi måtte ta hensyn til en temperaturgradient i sneen. Sinteringen utgjør således bare endel av metamorfosen. For å se litt nærmere på sinteringsprosessen, vil vi betrakte sneen som et system bestående av to komponenter: (1) Iskrystaller og (2) Vanndampmettet luft mellom krystallene.

La oss tenke oss følgende forsøk: To krystaller av is, formet som kuler, er i kontakt. Dette systemet vil ikke være i likevekt fordi den totale overflateenergi ikke er et minimum. I den sterkt konkave kontaktsonen mellom kulene vil det avsettes materiale, transportert fra andre deler av systemet. Drivkraften er den kjemiske potensialgradienten mellom den konkave kontaktsonen og andre deler av systemet. Det er fire mulige mekanismer for denne materialtransport. (Hobbs and Mason, 1963). (1) Viskøs og plastisk bevegelse på grunn av overflatekrefter; (2) Fordampning på de konvekse områder og transport i gassfase til det konkave område der det foregår en kondensering; (3) Volum-difusjon på grunn av lokalt overskudd av tomme gitterposisjoner i den konkave sonen, og (4) Overflatedifusjon av materiale på grunn av forskjellen i konsentrasjon av adsorberte molekyler mellom den konkave sonen og resten av systemet.

Mye arbeide har vært utført for å klarlegge betydningen av de enkelte mekanismer. De fire mulige transportmekanismer kan alle skrives i følgende generelle form:

$$\left(\frac{x}{R}\right)^n = \frac{B(T)}{R^m} t \quad x = \text{Radien av det utviklede kontaktareal}$$



R = Radien av iskrystallkulen

$B(T)$ = Temperaturavhengig konstant

t = Tiden

m og n = Konstanter som er bestemt av hvilken mekanisme som virker:

Mekanisme	n	m
1	2	1
2	3	2
3	5	3
4	7	4

Selv om det idag ser ut til at fordampning-kondensasjonsmekanismen har flest tilhengere, er sinteringsprosessen langt fra klarlagt. Vi har sett på forholdet mellom to iskrystaller. Idet vi vil nå frem til en modell for sneens mekaniske egenskaper, utvider vi dette mikrosystem til et makrosystem. Hvilke parametre kunne vi tenke oss å måle som kunne være et uttrykk for sneens mekaniske egenskaper på grunnlag av det vi vet om forholdet mellom de enkelte iskrystaller?

Ut fra sinteringsteorien skulle vi vente at styrken var proporsjonal med kontaktflatearealet mellom iskrystallene. For visse typer sne finner man en lineær sammenheng mellom styrke og tetthet slik man skulle vente fra teorien. Dette er funnet å gjelde for tørr sne med egenvekt mellom 0.4 og 0.7 g/cm^3 . Indirekte kan man få et mål for sammensmeltingen av de enkelte krystallkorn ved å måle luftpermeabiliteten gjennom et kjent volum av sne. Et direkte mål for størrelsen av kontaktflatearealet kunne man få gjennom et mikroskopstudium av et tynnsnitt av snestrukturen. En metode er nå under utarbeidelse ved Instituttet for Sne og Skredforskning i Sveits, som baserer seg på kvantitativ beskrivelse av snestrukturen på grunnlag av rent optiske data. Dette er et meget omfattende

prosjekt som krever utstrakt bruk av matematiske modeller behandlet ved hjelp av EDB; men idag finnes det ingen metode til å bestemme mekaniske egenskaper direkte ut fra analyse av snestrukturen. Det vi nå kan gjøre er å erstatte sneens struktur med en mekanisk modell som beskriver de mekaniske egenskaper. Vi går da over til å studere en "svartbok"-modell.

B. SNEENS FUNDAMENTALE MEKANISKE EGENSKAPER

I. De mekaniske egenskaper for is

Før vi studerer sneens mekaniske egenskaper, skal vi se nærmere på iskrystallene.

De mekaniske egenskaper av is er generelt bestemt av de svake hydrogenbindinger mellom vannmolekylene i krystallgitteret og av geometrien i gitteret.

Under et retningsbestemt trykk vil en iskrystall kunne oppføre seg elastisk, plastisk eller den vil sprekke. De faktorer som bestemmer hva som vil skje under en deformasjon er: typen, størrelsen og hastigheten av det pålagte stress, temperaturen og krystallens tidligere deformasjonshistorie. Disse faktorer virker på en slik måte at man får to hovedgrupper av deformasjon.

1. Ved stor deformasjonshastighet: Elastisitet og påfølgende brudd i krystallen uten at de plastiske egenskaper fremkommer.
2. Ved lav deformasjonshastighet: Plastisk deformasjon som helt eller delvis utelukker elastiske egenskaper i krystallen.

De mekaniske egenskapene i is er anisotrope. En forstyrrelse i basalplanet medfører at bare to bindinger pr. enhetscelle brytes, mens forstyrrelser i andre plan vil medføre at minst fire bindinger må brytes. Basalplanet er således en kortstokk der kortene er bøyelige og er festet sammen med et bløtt lim. Denne limsonen er svakhetssonen i basalplanet. En skjærspenning kan her virke på tre måter:

- (a) Skjærkraften faller sammen med basalplanet, og man får en plastisk deformasjon. Dette er analogt med at kortstokken utsettes for et trykk fra siden og glir på hverandre.
- (b) Skjærkraften virker i retning av hovedaksen. De enkelte platene i krystallen bøyes og vil brytes når det kritiske stress nås. Deformasjonen er elastisk-plastisk og kan medføre brudd av krystallen. Her bøyes altså hele kortsokken.

- (c) Kreftene virker i basalplanet, men skjærkraften er loddrett på dette. Platene i krystallen er stive i retning av hovedaksen og det foregår kun en minimal elastisk deformasjon som vil gå over i brudd ved økende stress. Her løftes kortstokken rett opp.

Med enkelte unntagelser vil man få tilsvarende deformasjonsfenomener for kompresjon og strekk som for skjærspenning. Ut fra det som er sagt, er det klart at isens mekaniske egenskaper er meget anisotrope.

II. Sneens mekaniske egenskaper: Generelle betraktninger

Når vi nå skal se på de mekaniske egenskaper ved sne, vil vi finne at der vi kan behandle sneens egenskaper kvalitativt, der arbeider vi med modeller som gjelder for is. Forenklet betyr dette at der sneen oppfører seg som porøs is, kan vi oppnå meget gode overensstemmelser mellom måledata og en teoretisk modell. I de aller fleste tilfelle vil ikke sne ha slike egenskaper. Det viser seg at omtrent all deformasjon av sne medfører en nedbrytning av deler av snestrukturen. Sneen presses sammen under sin egen tyngde og blir sterkere. Samtidig virker de ulike metamorfose-prosesser. Sammenpressingen medfører en øket styrke fordi porøsiteten minsker og adhesjonen øker. Adhesjonen er her kreftene mellom molekylene i kontaktsonen mellom iskrystallene. Her vil også metamorfosen komme inn i bildet. Under en deformasjon er det altså to prosesser som finner sted:

1. Svekkelse av adhesjonskreftene når deler av snestrukturen brytes.
2. Øket styrke ved sammenpressingen, idet porøsiteten minsker og adhesjonen øker.

Ordet 'snestruktur' har vært nevnt, men har ikke vært klart definert. Grunnen til dette er at det ikke finnes noen fullgod kvantitativ måte å definere sneens struktur på. At man ikke har et mål for sneens struktur er et stort problem i sneforskningen.

Alvoret i en slik begrensning kan belyses ved et sitat fra Lord Kelvin: "Når du kan måle hva du snakker om og uttrykke det i tall, da vet du noe om det. Men dersom du ikke kan uttrykke det i tall, er din kunnskap liten og utilfredsstillende. Det kan være begynnelsen av kunnskap, men dine tanker har neppe nådd et slikt nivå at det kan kalles kunnskap".

Det man gjerne ville ha gjort, var å kunne si noe eksakt om sneens mekaniske egenskaper på grunnlag av sneens struktur. Idag er altså dette ikke mulig.

III. Sneens elastiske, plastiske og viskøse egenskaper

Is og sne har elastiske, plastiske og viskøse egenskaper. Forandringer som finner sted i et snedekke er en viskøs deformasjon, dvs. deformasjonen begynner under ethvert stress større enn null. Hastigheten av den plastisk-viskøse deformasjon senkes idet sneen blir sterkere som en følge av sammenpressingen under sin egen tyngde. Sammenpressingen er avhengig av hastigheten av stressbelastningen. Ved store belastningshastigheter vil vi ikke få en plastisk-viskøs deformasjon, men et sammenbrudd av snestrukturen. Det er denne prosess som er opphav til sneskred. Som nevnt for is, har sne en elastisk deformasjon som kan være etterfulgt av brudd ved store deformasjonshastigheter.

Hele deformasjonsprosessen kan deles opp i trinn der hvert trinn da har sin spesielle deformasjonsmekanisme. På grunnlag av eksperimentelle arbeider med deformasjon av sne, kan man sette opp følgende sekvens av trinn: For en gitt deformasjonshastighet (Salm, 1971):

Trinn 1.

Straks etterat spenningen er pålagt er deformasjonen rent elastisk. Samtidig med den primære elastiske deformasjon aktiviseres en sekundær elastisitet. Massen er fullstendig elastisk inntil et visst kritisk punkt nås, og iskrystallene deformeres plastisk under konstant stress. Dette betegner overgangen til trinn 2.

Trinn 2.

I tillegg til den plastiske deformasjon vil sneen nå utvikle nye visko-elastiske egenskaper.

Trinn 3.

Her er deformasjonen rent viskøs.

Deformasjonsforløpet i de enkelte tilfelle vil være avhengig av snetypen og av spenningen. Hastigheten av deformasjonen blir her avgjørende, med høy hastighet vil vi få brudd allerede ved første trinn. Med synkende deformasjonshastighet vil den sekundære elastisitet oppta en stadig større del av spenningen. Jo lavere hastigheten er, dessto mer aktiveres de visko-elastiske og viskøse egenskapene i sneen.

9/7-73

12

59100-1 av 18/5-73

Sfj. nr. 036. 9-70. 5000. Sch.

De tre trinn under deformasjonsforløpet kan sammenfattes i en mekanisk modell. Sne ved lavt stress og begrenset total deformasjon kan beskrives ved en enkel rheologisk modell, et såkalt Burgers legeme.

En rheologisk modell er en måte å studere et legemes elastiske, plastiske og viskøse egenskaper på. For å ha grunnlaget klart, presiseres følgende begreper:

Ved elastiske spenninger vil all deformasjon gjenvinnes når spenningen fjernes. Under ren plastisk eller viskøs bevegelse vil deformasjonen ikke gjenvinnes når spenningen fjernes. En plastisk deformasjon av et legeme inntrer når spenningen overskrider en viss grense, mens en ren viskøs deformasjon vil foregå under påvirkning av enhver kraft, samme hvor liten den måtte være.

På Fig. 1 er fremstillet et Burgers legeme. Det består av en seriekobling av tre elementer:

1. Et fullkomment elastisk legeme (Hooks legeme)
2. Et fullkomment viskøst legeme (Newtons legeme)
3. Et legeme som er en parallellkobling av et Hooks legeme og et Newtons legeme (Maxwells legeme).

I Fig. 2 er fremstillet deformasjonen som funksjon av tiden for sne med tetthet 0.255 g/cm^3 ved -1°C (Yosida, 1956). Som det fremgår av figuren, er det en god tilpasning, og man får således bestemt de fire konstantene E_1 , η_1 , E_2 og η_2 som beskriver systemet. For høyt stress vil ikke lenger viskositetskoeffisienten η_1 og η_2 være konstant, og et enkelt Burgers legeme vil ikke lenger kunne beskrive deformasjonsforløpet.

IV. Sneens mekaniske egenskaper: Laboratorieforsøk

Det er publisert en rekke arbeider om sneens mekaniske egenskaper, men det er få som tar sitt utgangspunkt i en fullstendig rheologisk modell. Idet tidsvariasjonen for deformasjonen ikke er klarlagt, er det ofte vanskelig å si noe om hvilken deformasjonsmekanisme som virker. I tillegg kommer problemet med at sneen stadig forandrer sine egenskaper under forsøket; slik at mange av de resultater som er fremkommet om sneens mekaniske egenskaper sier mer om forsøksrutinen enn om sneens egenskaper. Bakgrunnen for dette forhold kan forklares ut fra følgende egenskaper i snedekket:

1. Sneens termodynamiske ustabilitet.
2. Sneen som inhomogent og anisotropt materiale.
3. Sneens struktur er meget avhengig av temperaturen og av stresshistorien.

Alle disse egenskaper medfører eksperimentelle vanskeligheter. Problemer forbundet med pkt. 1 og 2 kan fås under kontroll ved å arbeide ved lav temperatur og med nøye valg av prøvemateriale. Når det gjelder pkt. 3, er det adskillig kritikk som kan reises i forbindelse med den arbeidsmetodikk som er anvendt under forsøk med enaksial kompresjon av sne. Som det fremgår av analysen av Burgers legeme, er derfor deformasjonshastigheten en avgjørende faktor. Det er derfor viktig å velge en deformasjonshastighet som kan uttrykke de mekaniske egenskaper man er interessert i å studere. I de senere år har meget av interessen vært knyttet til deformasjoner under store hastigheter, dvs. bestemmelse av bruddbetingelser. Forsøk under disse forhold stiller meget store krav til forbehandlingen av sneprøven. Ved tilformingen av prøven vil snestrukturen meget lett forstyrres, og det brudd som fremkommer under forsøket vil derfor ikke være representativt for sneen.

Ved en rekke kompresjonsforsøk fikk Kinoshita (1967) alltid brudd i enden av sneprøven (en sylindrerformet prøve med høyde ca. 10 cm og diameter ca. 5 cm). Det er meget sannsynlig at sneprøven var forstyrret ved endeflatene, slik at bruddet oppstod i en svakhetssone der. Salm ved instituttet for sne- og skredforskning i Sveits har forsøkt å unngå dette problemet ved å konstruere et spesielt apparat for bearbeidelse av sneprøver til mekaniske deformasjonsforsøk. Fremstillingen av en sylindrisk sneprøve (høyde 15 cm, diameter 6 cm) foregår med et skarpt, roterende prøverør som presses ned i en stor sneprøve. Rotasjonshastigheten og nedpressingshastigheten kan begge reguleres etter hårdheten av sneen. Prøven monteres så i en forsøksoppsats og utsettes for en "preloading" på 5 til 10% av de maksimale trykk som skal påføres under selve forsøket. Uten denne "preloading" vil prøven bryte ved endeflaten, slik som beskrevet av Kinoshita. Med sin forbehandlingsprosedyre får Salm brudd midt på prøven. Denne meget rigorøse forbehandling viser hvor vanskelig det er å utforske sneens mekaniske egenskaper i laboratorieforsøk. Det ble nevnt at problemene under pkt. 1 og 2 kunne fås under kontroll ved å ta visse forbehold. De betingelsene man må sette vil begrense mulighetene for å utforske sneens mekaniske egenskaper slik de er in-situ. Ved å ta et utsnitt av snemassen inn i kjølelaboratoriet ved ca. -15°C , vil de metamorfose prosesser som foregikk in-situ bli forstyrret. Hvor meget sneens mekaniske egenskaper forandres er vanskelig å vurdere. Om et stort utsnitt tas inn i laboratoriet ved -15°C og en

liten prøve tas ut, beskyttes mot fordampning og straks testes, skulle man ha gode muligheter til å bestemme sneens in-situ egenskaper.

Problemer i forbindelse med forstyrrelser av sneens struktur under prøvebearbeidelsen har allerede vært nevnt. Under et mekanisk deformasjonsforsøk, enten det er strekk eller kompresjon, antar vi at sneen er homogen og isotrop. Eventuelle inhomogeniteter som sjikt eller rimlag kan bestemmes visuelt, men anisotrope strukturer er vanskelig å bestemme. Dersom man foretar forsøk under forhold der sneen ikke er homogen eller isotrop, har man ikke lenger kontroll over hva som måles.

Her kommer også noe av begrensningen med laboratorieforsøkene frem i lyset: Man arbeider med den homogene snes egenskaper, sneskredproblematikken er oftest forbundet med egenskaper til kontakten mellom ulike sne-sjikt i snedekket.

V. Sneens mekaniske egenskaper: Feltforsøk

For sne med egenvekt mindre enn ca. 0.2 g/cm^3 er vi nødt til å basere oss på forsøk in-situ, idet sneen er for skjør til å transporteres. De instrumenter som brukes i feltstudier er enten en type penetrometer eller basert på en ramme som trekkes med en fjærvekt. Med disse får man et mål for hårdheten og bruddstyrken respektivt. Når det gjelder penetrometer, så er det vanskelig å bestemme tradisjonelle mekaniske parametere direkte på grunnlag av hårdheten av snelaget. Ved bestemmelsen av skjærfastheten presses en ramme av tynn aluminium ned i snelaget og rammen trekkes med en fjærvekt. Den maksimale spenning kan så avleses. Resultatet av dette forsøket er meget avhengig av den hastighet som fjærvekten blir trukket med. Her har vi igjen problemet med valg av deformasjonshastighet. Skjærforsøk er viktig for å bestemme svakhetssoner i snedekket, idet man vil få et brudd f. eks. i en kontaktsone mellom to ulike snelag.

VI. Bruddkriterier for sne

For de store skred, de såkalte flakskred, får man en eller flere skarpe bruddkanter i løsneområdet. Det er derfor viktig å bestemme bruddstyrken for de ulike snetyper. Her skal nevnes at det finnes flere typer brudd og at det ofte kan være vanskelig å bestemme hvilket som er det primære.

For et porøst materiale som sne er porøsiteten av betydning, idet den reduserer mengden av stoff som kan bære stresset. Men for et sprøtt materiale er porenes egenskaper og fordeling like viktig som selve porøsiteten, idet det er stress-

9/7-73

konsentrasjonen ved poreiskrystallflaten som er avgjørende for styrken. Stresskonsentrasjonen reduserer det midlere stress som er nødvendig for at brudd skal finne sted (Schiller, 1958). Det blir dermed lokale konsentrasjoner av stress som er avgjørende for bruddstyrken. Dette betyr at den store spredning som er observert for bruddstyrken av lite omdannet sne ikke bare er et resultat av mangelfulle forsøksbetingelser, men også skyldes en egenskap ved sneen. Utarbeidelse av et bruddkriterium for sne vil således være et statistisk problem (Sommerfeld, 1971). Sannsynligheten for brudd, R , er en funksjon av forholdet mellom det påførte stress, σ , og et karakteristisk stress, σ_m :

$$R = f\left(\frac{\sigma}{\sigma_m}\right)$$

Det er rimelig å anta at σ_m er en funksjon av tettheten P . Ved et log p -log σ plot av data, bestemmer Sommerfeld en linje for maksimal styrke:

$$\log \sigma_m = -A + B \log p$$

Det karakteristiske stress, σ_m , er således bestemt til å være det maksimale stress. Her er A og B konstanter. Data er tatt fra en rekke tidligere arbeider på strekkfastheten av ulike snetyper (Butkovich, 1956; Keller og Weeks, 1967 og Martinelli, 1971).

Bestemmelse av permeabiliteten som funksjon av tettheten for én og samme strekkfasthet viser at det er en optimal permeabilitet for hver tetthet. Idet permeabilitet og struktur er forbundet, er det en spesiell snestruktur som har maksimal styrke ved hver tetthet.

For eldre, omvandlet sne kan man argumentere noe anderledes: Sne er som tidligere omtalt, meget nær sitt smeltepunkt. På grunn av den meget omfattende bevegelse som finner sted i iskrystallene, er det lite sannsynlig at det eksisterer nevneverdige stresskonsentrasjoner i eldre, noe omdannede snemasser (Ballard og McGaw, 1966). Med dette som grunnlag har Ballard og McGaw utviklet et bruddkriterium for sne basert direkte på porøsiteten. De fremstiller følgende argumentasjon der de altså regner at massen har uniformert stress: Dersom n_f er den effektive porøsiteten i et tenkt bruddplan, vil mengden av fast stoff i dette planet være $(1-n_f)$. Den maksimale styrke, σ_f , som dette planet vil ha, er da gitt ved

$$\sigma_f = \sigma_i(1-n_f)$$

Her er σ_i grensestyrken for polykrystallinsk finkornet is. Her kan man da arbeide med σ_i for strekk, skjær eller kompresjon. Orienteringen av krystallene i snemassen er tilfeldig, slik at bindingene mellom krystallene er hetrogen slik som for is. Grensestyrken er avhengig av temperaturen. Den effektive porøsitet vil være avhengig av metamorfosegraden, dvs. en funksjon av sinteringsprosessene, kornstørrelsen, temperaturen og belastningstrykket. Det er således ikke mulig å måle n_f direkte, men den vil være en funksjon av porøsiteten n . Ved å anta en lineær sammenheng med følgende grensebetingelser

$$\begin{array}{lll} n = 0 & n_f = 0 & \sigma_f = \sigma_i \\ n = n_1 & n_f = 1 & \sigma_f = 0 \end{array}$$

fremkommer følgende uttrykk:

$$\sigma_f = \sigma_i \left(1 - \frac{n}{n_1}\right)$$

Her er n_1 porøsiteten ved σ_f lik null. Ballard og McGaw anvender uttrykket på data fra Butkovich (1956) og Fuchs (1949):

Sneen har en tetthet i området 0.4 til 0.7 g/cm³ og temperaturen er -10°C. Ved den porøsiteten der et materiale mister all sin styrke er av geometrisk opprindelse og er uavhengig av f. eks. testtypen (Schiller, 1958). Dette stemmer med data fra Butkovich, som har utført skjær-, strekk- og kompresjonsforsøk, og linjene for bruddstyrkene meget nær skjærer hverandre i absissen der bruddstyrken er null. Idet n_1 , som er et uttrykk for kornstørrelse, størrelsesdistribusjon og bindingsgrad, varierte lite for Butkovich's forsøksserie (fra 0.541 til 0.570), er det rimelig at Fuchs, som arbeidet med en helt annen sne, fikk en helt annen verdi for n_1 (0.440).

Dette indikerer at n_1 er en brukbar parameter til å beskrive sneens styrke.

for NORGES GEOTEKNISKE INSTITUTT

Bjørn Kjærnsli
Bjørn Kjærnsli

Karl Fischer

Karl Fischer

9/7-73

58100

KF

58100-1 av 13/5-73

Sj. nr. 036, 9-70, 5000, Sch.

KF/et

References

Ballard, G.E.H. og R.W. McGaw (1966)

A theory of snow failure.

International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches. Davos 1965.

Reports and discussions. International Association of Scientific Hydrology. Publication, 69. s.160-169.

Butkovich, T.R. (1956)

Strength studies of high-density snow.

Wilmette, Ill. 19s.

Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, SIPRE. Research report, 18.

Fuchs, A. (1949)

Die Scherfestigkeit von Schnee und Eis in Abhängigkeit von der Temperatur.

Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum, Innsbruck, Vol.26, s.101-105.

Ikke verifisert.

Hobbs, P.V. og B.J. Mason (1964)

The sintering and adhesion of ice.

Philosophical Magazine, s.[181]-197.

Keeler, C.M. og W.F. Weeks (1967)

Some mechanical properties of alpine snow.

Montana 1964-66.

Hanover, N.H. 43s.

Cold Regions Research and Engineering Laboratory. Research report, 227.

Kinosita, S. (1967)

Compression of snow at constant speed.

Physics on Snow and Ice; International Conference on Low Temperature Science. Sapporo 1966. Proceedings, Vol.1, pt.2, s.[911]-927.

Martinelli, M., Jr. (1971)

Physical properties of alpine snow as related to weather and avalanche conditions.

Fort Collins, Colorado. 35s.

U.S. Department of Agriculture. Forest Service. Research paper, RM-64.

9/7-73

SL

50100-1 av 10/5-73

Slj. nr. 036. 9-70. 5000. Sch.

9/1-73

Salm, B. (1971)

On the rheological behavior of snow under high stresses.
Hokkaido University. Institute of Low Temperature Science.
Contributions, Ser.A, nr.23, s.1-43.

Schiller, K.K. (1958)

Porosity and strength of brittle solids with particular reference
to gypsum.
Mechanical properties of non-metallic brittle materials. Ed. by
W.H. Walton. New York/London, Interscience/Butterworths.
Ikke verifisert.

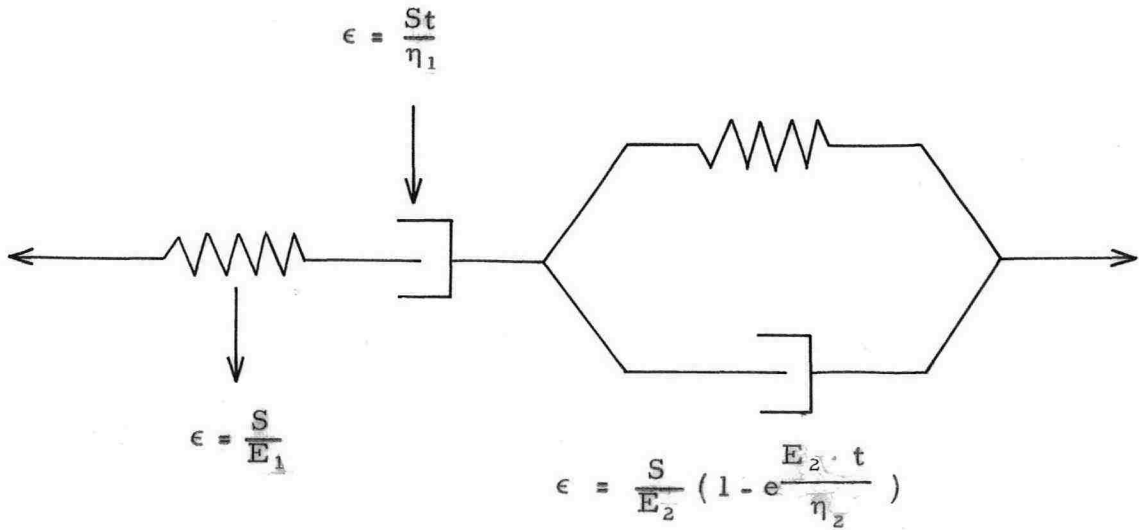
Sommerfeld, R.A. (1971)

The relationship between density and tensile strength in snow.
Journal of Glaciology, Vol.10, nr.60, s.357-362.

Yosida, Z. og T. Huzioka [1956]

Some studies on the mechanical properties of snow.
International Association of Scientific Hydrology. General assembly
of Rome, 1954. Volume IV. IAHS. Publication, 39. s.98-105.

Fig. 1



$$\epsilon = \frac{S}{E_1} + \frac{St}{\eta_1} + \frac{S}{E_2} \left(1 - e^{-\frac{E_2 \cdot t}{\eta_2}} \right)$$

BURGERS LEGEME

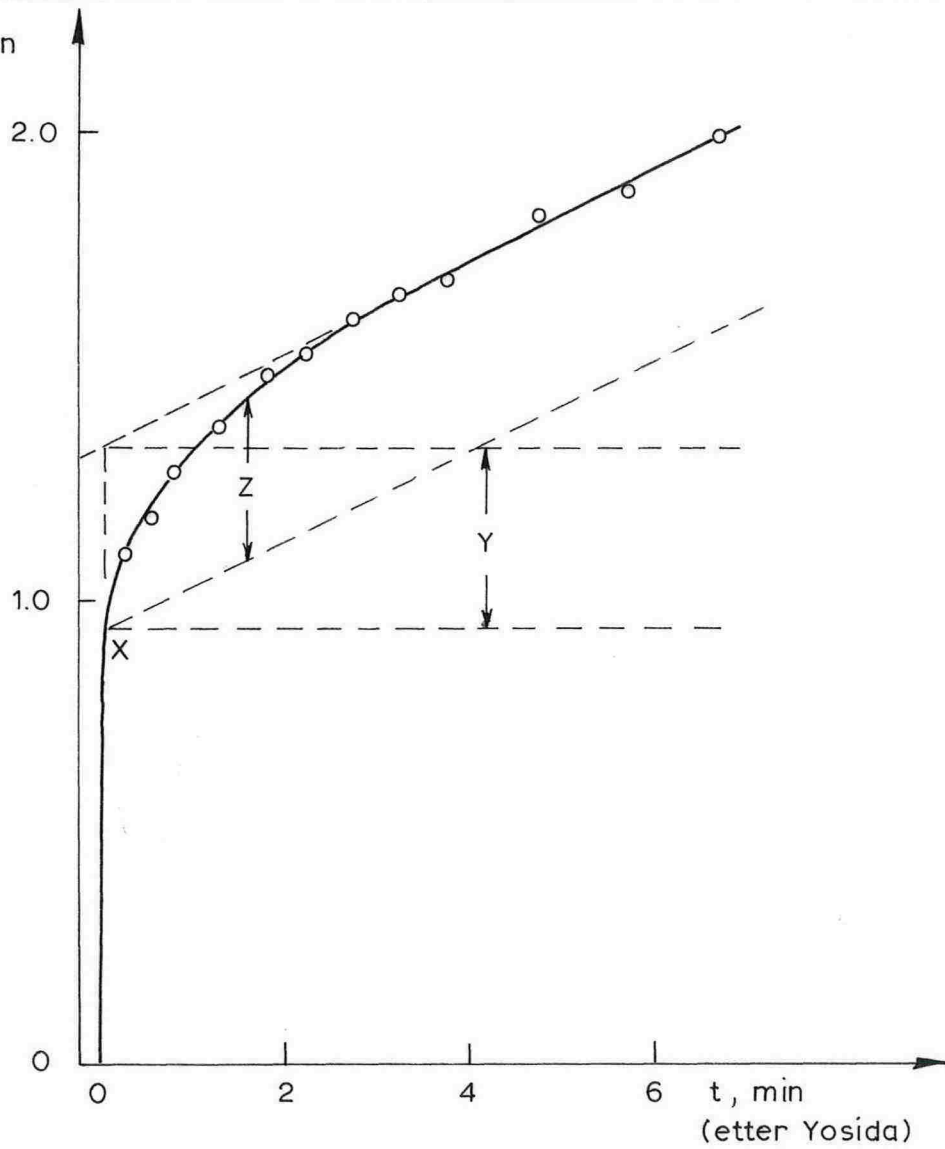
9/7-73

KF

Sjema nr. 001. Jan. 72. 3000. Torrkop

	Dato 13. 4. 73	Tegner
<i>Burgers legeme.</i>	Godkjent	
	Oppdr. nr.	58100
Norges geotekniske institutt		Tegn. nr. /

Deformasjon
 $\epsilon \cdot 10^3$



Tidsvariasjonen av deformasjonen ϵ for sne med egenvekt:
 0.255 g/cm^3 , temperatur: -1°C .

$S = 1.18 \cdot 10^4 \text{ dyne/cm}^2$

S er det pålagte stress

$E_1 = 1.28 \cdot 10^7$ "

E er elastisitetsmodulen

$\eta_1 = 11.8 \cdot 10^7$ "

η_1 er viskositetskoeffisienten

$E_2 = 2.97 \cdot 10^7$ "

$\eta_2 = 2.26 \cdot 10^7$ "

Hook's legeme: $OX = \frac{S}{E}$

Newton's legeme: $y = \frac{St}{\eta_1}$

Maxwell's legeme: $Z = \frac{S}{E_2} [1 - \exp(-\frac{E_2 t}{\eta_2})]$

9/7-73

KF

	Dato 13.4.73	Tegner
Tidsvariasjonen av deformasjonen for sne.	Godkjent	
	Oppdr. nr. 58100	
Norges geotekniske institutt	Tegn. nr.	2

Sjunde nr. 001. Jan. 72. 3000. 10ffropi