

## GEOLOŠKI POGOJI KONSOLIDACIJE TEMELJNIH TAL

*Lujo Šuklje*

S 6 slikami

### 1. Mlajše, še ne okamenele usedline

#### 1.1 Končni usedki

Pod učinkom obremenitve se plasti temeljnih tal v večji ali manjši meri usedajo. Usedanje pomeni v glavnem zblíževanje trdnih zrn, ki sestavljajo zemljine, oziroma zmanjševanje praznin med njimi, izpolnjenih s kapljevino (vodo) ali s plinom (zrakom).

Usedek določenega sloja debeline  $\Delta z = h_2 - h_1$ , napovedujemo navadno na ta način, da ugotovimo z aproksimativnimi elastostatičnimi metodami prvotne ( $\sigma_a$ ) in nove ( $\sigma_b$ ) normalne tlake v navpični smeri ( $z$ ) in da določimo z laboratorijskimi preiskavami specifične deformacije  $\varepsilon$ , ki ustrezajo intervalu napetosti  $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$ . Usedek sloja je integral ploščine specifičnih deformacij

$$\varrho_z = \int_{h_1}^{h_2} \varepsilon dz. \quad (1)$$

Specifični usedek  $\varepsilon$  lahko izrazimo pri tem tudi s kvocientom

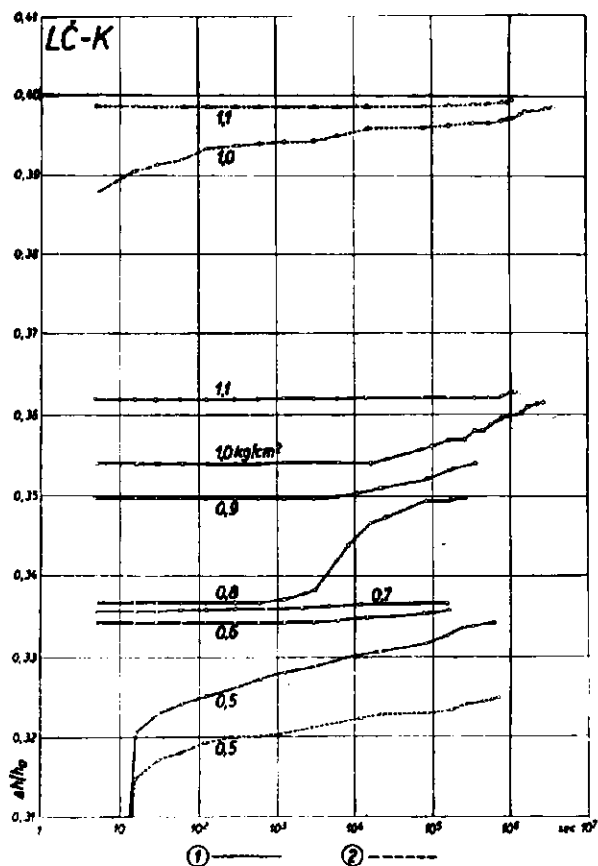
$$\varepsilon = \frac{\sigma}{M_v}; \quad (2)$$

$M_v$  je kompresijski modul.

Specifični usedek  $\varepsilon$  oziroma kompresijski modul  $M_v$  neke zemljine sta odvisna tako od začetnega tlaka  $\sigma_a$  kot od končnega tlaka  $\sigma_b$  oz. od intervala tlakov  $\Delta\sigma$ . Odvisna pa sta tudi od poroznosti, ki enemu in drugemu tlaku ustreza. Laboratorijska izkustva namreč kažejo, da lahko enemu in istemu tlaku  $\sigma$  ustreza različna poroznost, izražena s količnikom por  $e$ , ki je razmerje med volumnom praznin in volumnom trdnine. Manjša poroznost je lahko zlasti vpliv predhodne obremenitve, ki je bila večja od sedanje geološke obtežbe, to je obtežbe z obstoječimi sloji. Toda tudi zemljine, ki predhodno niso bile pod večjimi tlaki, lahko dosežejo zelo različno poroznost glede na način stopnjevanja obtežbe.

Na sliki 1 so predstavljene konsolidacijske krivulje oziroma časovne sovisnice specifičnih usedkov dveh enakih vzorcev suhega zrnja jezerske krede. Vzorec, ki je bil obremenjevan z večjimi intervali tlakov (0,5, 1,0,

1,1 kg/cm<sup>2</sup>), je dosegel pri tlaku 1,0 kg/cm<sup>2</sup> mnogo manjšo poroznost od vzorca, ki je bil obremenjevan z manjšimi intervali (0,5, 0,6, 0,7, 0,8, 0,9, 1,0, 1,1 kg/cm<sup>2</sup>). Slična so tudi izkustva z vzorci, ki jih sedimentiramo v



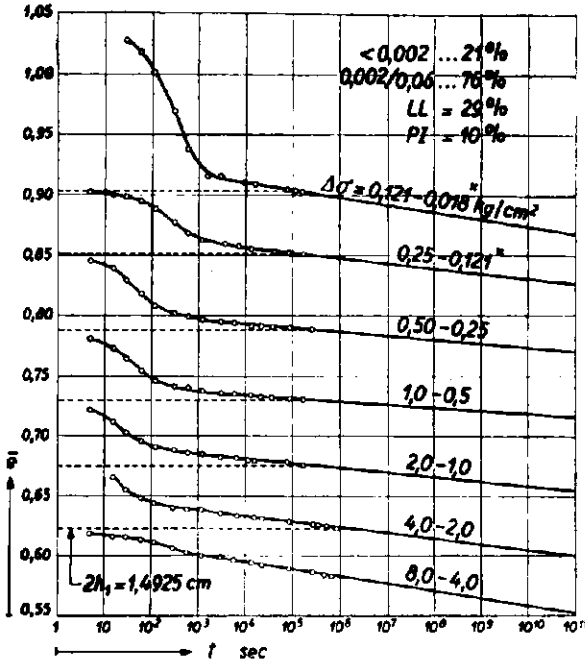
1. sl. Konsolidacijske krivulje kot časovne sovisnice specifičnih deformacij  $\frac{\Delta h}{h_0}$  dveh vzorcev suhega zrnja jezerske krede. Oba vzorca sta bila nasuta v edometra na enak način. 1 — Konsolidacija vzorca s stopnjevanjem obtežbe od 0,5 po 0,1 kg/cm<sup>2</sup> do 1,1 kg/cm<sup>2</sup>; 2 — Konsolidacija vzorca s stopnjevanjem obtežbe od 0,5 neposredno na 1,0 kg/cm<sup>2</sup> in potem na 1,1 kg/cm<sup>2</sup>

Fig. 1. Les courbes de consolidation de deux échantillons de la poudre sèche d'une craie lacustre. La mise en place de les deux était la même. 1 — Le chargement a été gradué à 0,1 kg/cm<sup>2</sup> de 0,5 jusqu'à 1,1 kg/cm<sup>2</sup>. 2 — Le chargement a été augmenté de 0,5 kg/cm<sup>2</sup> immédiatement à 1,0 kg/cm<sup>2</sup> et ensuite à 1,1 kg/cm<sup>2</sup>

vodi. Tako postane razumljivo, zakaj je poroznost mladih usedlin v zmer-no debelih slojih navadno večja od poroznosti, ugotovljene na vzorcu, ki smo ga sedimentirali v laboratoriju in obremenjevali skokovito. Priroda je pač obtežbo mnogo previdneje nalagala in tako ji je uspelo, zgraditi

zelo porozna nosilna ogrodja zrn. Okrog stikajočih se zrn so se uredile opne vezane vode in njihova natezna trdnost omogoča tudi primerno strižno trdnost zrnkega ogrodja.

Razumljivo je, da so takšni zrnski sestavi dokaj labilni. Z naglim povečanjem obtežbe, pa tudi s preveliko obtežbo, ki smo jo zložno stopnjevali, lahko takšne sestave poderemo. Tako bomo pri edometriki preiskavi zaradi skokovitega obremenjevanja rahli prirodni sestav, ki je navadno poškodovan že pri vzetju vzorca in zlasti pri transportu, skoraj vedno porušili. Zato ugotovimo pri »geološkem tlaku«  $\sigma_a$ , to je pri tlaku, s katerim je bil vzorec v tleh pred vzetjem v navpični smeri obremenjen,



2. sl. Konsolidacijske krivulje z vodo zasičene jezrske krede (vzorec sedimentiran v laboratoriju); \* enosmerna drenaža, sicer dvosmerna. Reproducirano po Šuklje, 1957

Fig. 2. Les courbes de consolidation d'une craie lacustre saturée d'eau (échantillon sédimenté en laboratoire); \* drainage unilatéral, aux autres degrés  $\Delta\sigma$  drainage bilatéral. Reproduit d'après Šuklje, 1957

navadno manjšo poroznost ( $e'_a$ ) nego je tista ( $e_a$ ), ki ustreza naravni vlagi zasičenega vzorca. Tudi pri stopnjevanju obtežbe preko geoloških tlakov do tlakov  $\sigma_b$ , ki jih pričakujemo glede na projektirano obremenitev z objektom, so učinki skokovitega obremenjevanja pri edometriki preiskavi podobni. Toda zlasti, če je dodatna obtežba  $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$  precejšnja ali če je treba računati z naglim obremenjevanjem ali z dinamičnimi učinki, je varno, da upoštevamo možnost stisnjenja sloja na poroznost  $e'_b$  edometrikske preiskave. Pri tem je treba opozoriti, da moramo izhajati pri

računu specifičnih deformacij oziroma modula stisljivosti  $M$ , iz prirodne poroznosti  $e_a$  in ne iz poroznosti  $e'_a$ , ki ustreza geološkemu tlaku  $\sigma_a$  pri edometriški preiskavi.

Obravnavana zelo porozna, labilna zrnna struktura je značilna za zelo mlade glinasto meljaste naplavine, kakor so n. pr. pri nas obalni sedimenti ob zahodni istrski obali (povečini naplavine flišne preperine) ali izredno porozne jezerske usedline Ljubljanskega barja (polžarica). Zlasti organski melji ostajajo še pri precejšnjih geoloških obtežbah zelo rahlo in porozno sestavljeni. Tako smo ugotovili za takšne usedline v globini 35 do 42 m pod dnom Skadrskega jezera prirodno poroznost  $e_a = 2,60$ ; pri edometriški preiskavi je ustrezala »geološki obremenitvi« z zgornjimi glinasto meljastimi in prodnimi naplavinami poroznost  $e'_a = 2,18$ . S srednjim dodatnim tlakom  $\Delta\sigma = 1,0 \text{ kg/cm}^2$ , ki bi ga povzročila v tej globini obtežba z železniškim nasipom in z mostnim podpornikom, se poroznost pri edometriški preiskavi zmanjša na  $e'_b = 2,086$ . Specifična deformacija

$$\varepsilon = \frac{e_a - e'_b}{1 - e_a} = 0,1425$$

pomnožena z debelino sloja 700 cm, da usede 100 cm, medtem ko bi dobili glede na specifično deformacijo

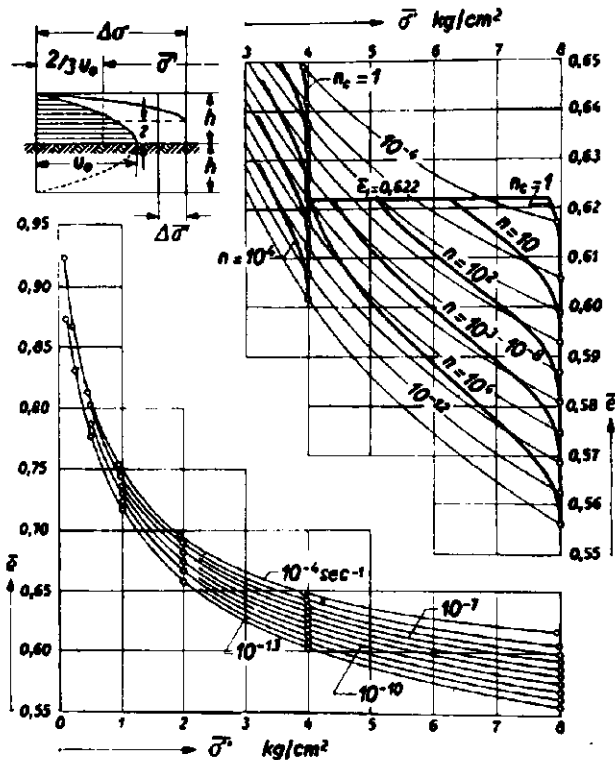
$$\varepsilon' = \frac{e'_a - e'_b}{1 - e'_a} = 0,0295$$

usedek 21 cm. Verjeten je usedek z neko vmesno vrednostjo. Vsekakor vidimo, da lahko reagirajo takšne mlade, rahlo sedimentirane naplavine na tehniške obremenitve še v precejšnjih globinah z velikimi usedki.

Pri zelo velikih geoloških obtežbah pa se lahko začetna rahla struktura že v prirodi poruši. Tako so dosegle do 200 m debele kredne usedline v dolini Soče (pri Logu Čezsoškem), obremenjene predhodno (in deloma še sedaj) z do 50 m debelimi prodnimi naplavinami (terasni material), gostote, ki jih z ustreznim obremenjevanjem v laboratoriju sedimentiranih vzorcev niti doseči ne moremo. Temu je verjetno vzrok vsaj deloma »sekularna konsolidacija« (glej naslednje poglavje), katere polnega učinka pri laboratorijski preiskavi dočakati ne moremo, deloma pa verjetno tudi učinek drugačnega, bolj dinamičnega načina sedimentacije in deloma učinek številnih potresov, ki so si sledili med sedimentacijo in po njej. Saj se tudi pri laboratorijski preiskavi »intaktnih« vzorcev očitno kaže občutljivost teh krednih usedlin na tiksotropne učinke. Čeprav že začetna gostota intaktnega vzorca presega tisto gostoto v laboratoriju sedimentiranega vzorca, ki ustreza geološki obtežbi, se vendar pri skokoviti obtežbi intaktnega vzorca do »geoloških« tlakov prirodna poroznost zmanjša bolj, nego bi mogli pričakovati glede na učinek razbremenitve vzorca pri vzetju. Malo je verjetno, da se bodo takšni tiksotropni učinki enako uveljavljali v tleh pod mirno obtežbo, kakršno predstavlja dolinska pregrada; vsaj v območju do nekdanjih geoloških obremenitev (s terasnim materialom) tega ni treba pričakovati.

## 1.2 Konsolidacija

V prvem poglavju smo govorili le o končnih usedkih. Usedek pa novi obremenitvi ne sledi hipno. Potreben je zanj primeren čas, ki je pri zasičenih zemljinah odvisen zlasti od propustnosti zemljine, od njene stisljivosti in od debeline sloja.



3. sl. Sistem izotah s krivuljami  $(\bar{\sigma}' - \bar{e})_n = \text{const}$  za vzorec po slikah 2 in 4. Levo zgoraj karakteristični parabolni izohroni. Reproducirano po Šuklje, 1957

Fig. 3. Système d'isotaches avec des courbes  $(\bar{\sigma}' - \bar{e})_n = \text{const}$ . pour l'échantillon présenté par les Figs. 2 et 4. Reproduit d'après Šuklje, 1957

Za napoved razvoja konsolidacije uporabljamo navadno klasično Terzaghijevo teorijo konsolidacije (Terzaghi, 1925). Osnovana je na Darcyjevem zakonu propustnosti ob supoziciji, da je upor pretoku izcejajoče se vode edini upor, ki ovira prehod zrnja iz prvotne ravnovesne lege v ravnovesno lego, ki ustreza novi obremenitvi; dalje je suponirana linearna odvisnost med specifičnimi deformacijami in medzrnskimi tlaki v območju obravnavane bremenske stopnje  $\Delta\sigma$ . V vsakem trenutku konsolidacije sestojte celotni tlaki iz medzrnskih tlakov  $\sigma'$  in iz pornih tlakov  $u$ . V diagramu  $\sigma \sim z$  ( $z$  so koordinate vzorca v smeri strujanja izcejajoče se vode) je mejnica tlakov  $u$  in  $\sigma'$  krivulja, ki jo imenujemo izohrono. Izo-

hrono imajo parabolasto obliko in za aproksimativne račune lahko supponiramo, da je parabola kvadratična (slika 3, levo zgoraj).

Terzaghi in Fröhlich (1936, pogl. 42) sta s takšno supozicijo podala aproksimativno rešitev tudi za konsolidacijski proces sloja med samo sedimentacijo; v račune je treba uvesti sedimentacijsko hitrost  $v_s$ , ter srednji vrednosti koeficienta propustnosti  $k$  in kompresijskega modula  $M_v$ . Zanimiva je ugotovitev, da pridemo s takšnim aproksimativnim računom pogosto do zaključka, da je »primarna« konsolidacija po Terzaghijevi teoriji v glavnem zaključena tudi v slojih, ki jih smatramo kot nekonsolidirane. Kot primer navajamo mlade usedline v Stanjanskem zalivu pri Kopru. Suponirali smo 600 let trajajočo sedimentacijo s hitrostjo  $v_s = 3$  cm na leto (reducirano na debelino slojev po konsolidaciji), upoštevajoč 18 m debele usedline ( $h = 18$  m), dalje (po laboratorijskih preiskavah) srednji kompresijski modul  $M_v = 5$  kg/cm<sup>2</sup>, srednjo propustnost  $k = 4 \cdot 10^{-8}$  cm/sec in srednjo »potopljeno« prostorninsko težo  $\gamma = 0,611$  t/m<sup>3</sup>. Za čas  $t = 600$  let se dobi medzrnski tlak ob dnu sloja  $p_t = 1,092$  kg/cm<sup>2</sup> = 99,3 %  $\gamma h$ . Tak rezultat je tudi v skladu s piezometrijskimi meritvami Geološkega zavoda v Ljubljani (1955/56), ki je ugotovil porne tlake samo v velikosti možnih drugotnih vplivov.

Vendar pa je treba upoštevati, da z uplahnitvijo pornih tlakov konsolidacijski proces navadno še ni zaključen v meri, ki bi jo pričakovali po Terzaghijevi teoriji. Laboratorijska in terenska izkustva povedo, da sledi »primarni« konsolidaciji še »sekundarna« konsolidacija. Buisman (1940), ki jo je prvi podrobneje raziskoval, jo je imenoval tudi »sekularno«, ker traja stoletja dolgo. Laboratorijska opazovanja navajajo k temu, da upada srednja poroznost  $\bar{e}$  v tej sekundarni fazi konsolidacije z logaritmom časa ( $t$  v sec) po enačbi

$$\bar{e} = \bar{e}_1 - (\Delta \bar{e}_1 + a_0 \log_{10} t); \quad (3)$$

$\bar{e}_1$ ,  $\Delta \bar{e}_1$  in  $a_0$  so konstante konsolidacijske krivulje (slika 4) za določeno bremsno stopnjo  $\Delta \sigma = \sigma_b - \sigma_a$ . Toda v primeru usedlin v Stanjanskem zalivu je koeficient  $a_0$  laboratorijskih preiskav razmeroma nizek (povprečno okrog 0,005), tako da po njih ne bi mogli pričakovati za 18 m debele sloje v nadaljnjih 100 letih večjega sekundarnega usedanja nego okrog 0,2 ‰ za sloje ob dnu in 5 ‰ za sloje ob površini, skupno torej povprečno okrog 2,6 ‰, t. j. manj od 5 cm.

Pri takšni cenitvi smo logaritemske premice edometrijskih konsolidacijskih krivulj podaljšali preko opazovalnega obdobja, kakor je to na sliki 2 prikazano za neki v laboratoriju sedimentirani vzorec jezerske krede. Po eni strani je jasno, da enačba (3) ne more veljati brezkrajno dolgo, saj bi mogli pri dovolj velikem času  $t$  dobiti za količnik por  $\bar{e}$  celo negativno vrednost. Po drugi strani pa navajajo nekateri laboratorijski podatki in velike gostote prirodnih usedlin (n. pr. jezerska kreda v dolini Soče) k domnevi, da bi mogla potekati sekundarna konsolidacija v določeni dobi tudi hitreje kot po logaritemski odvisnosti od časa.

Konsolidacijske krivulje za višje obremenitve, prikazane na sliki 2, kažejo, da lahko velikost usedkov v sekundarni fazi celo preseže primarne

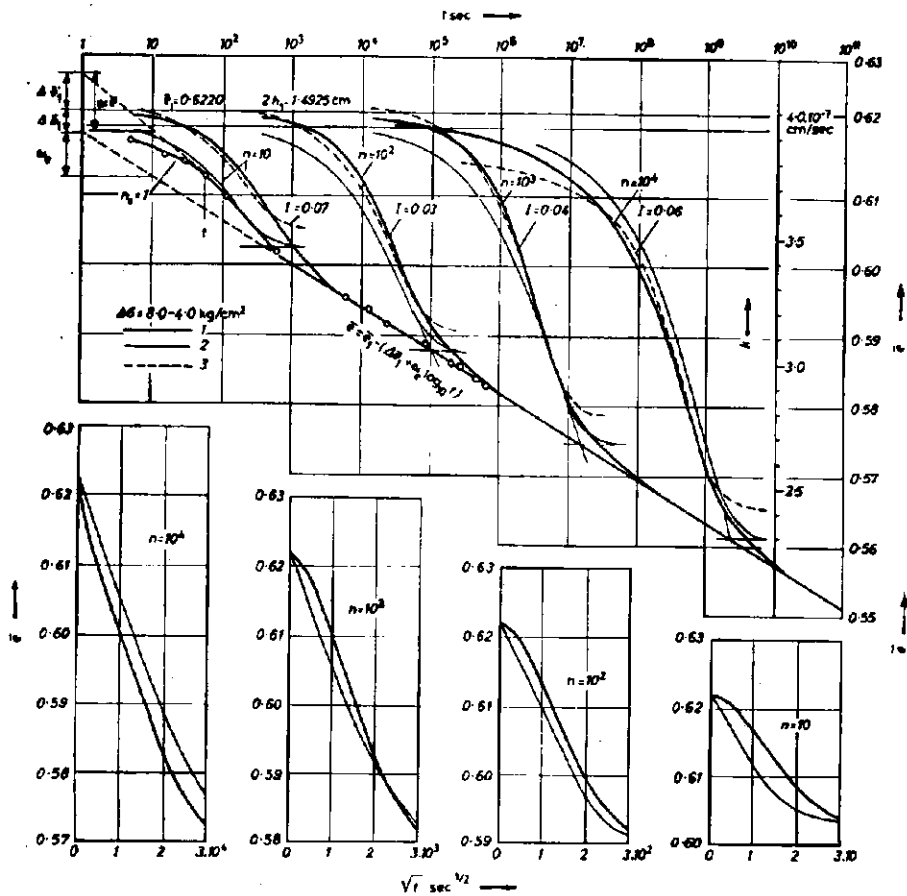


Fig. 20

4. sl. Konsolidacijske krivulje za bremensko stopnjo  $\Delta\sigma = (8-4) \text{ kg/cm}^2$  vzorca, prikazanega na slikah 2 in 3;

$n$  - razmerje med začetnimi debelinami prirodnih slojev ( $h_{in}$ ) in vzorca ( $h_1$ );  $n_e = 1$  ustreza preiskavi v edometru;

1... konsolidacijske krivulje, ustrežajoče sistemu izotah po sl. 2;

2... ustrezne Terzaghijeve konsolidacijske krivulje;

3... ustrezne Taylorove konsolidacijske krivulje (teorija B).

Reproducirano po Šuklje, 1957

Fig. 4. Les courbes de consolidation pour l'intervalle  $\Delta\sigma = (8-4) \text{ kg/cm}^2$  de l'échantillon présenté par les Figs. 2 et 3;

$n$  = rapport entre les épaisseurs initiales de la couche ( $h_{in}$ ) et de l'échantillon ( $h_1$ );  $n_e = 1$ , correspond à l'essai oedométrique;

1... courbes de consolidation correspondant au système d'isotaches selon la Fig. 2;

2... les courbes de Terzaghi correspondantes;

3... les courbes de Taylor correspondantes (théorie B).

Reproduit d'après Šuklje, 1957

usedke. Včasih je sploh težko določiti prehod iz primarne v sekundarno fazo konsolidacije. Podrobnejša analiza konsolidacijskih krivulj (Š u k l j e, 1957) pa tudi pokaže, da se celo primarna faza konsolidacije edometriškega vzorca razvija pogosto zlasti pri višjih obremenitvah ob zelo majhnih pornih tlakih. Ob supoziciji, da so izohrone parabolične, lahko izračunamo porne tlake iz opazovane hitrosti konsolidacije in iz direktno izmerjenih količnikov propustnosti. Na sliki 3 (desni diagram) je kot primer prikazana s krivuljo, označeno z  $n_c = 1$ , sovisnica srednjih količnikov por  $\bar{e}$  in srednjih medzrnskih tlakov  $\bar{\sigma}'$  za edometriško konsolidacijsko krivuljo  $\Delta\sigma = (8 - 4) \text{ kg/cm}^2$ . Konsolidacija se že ob pričetku razvija ob zelo majhnih pornih tlakih. Neposredne meritve pornih tlakov so to potrdile.

Takšne ugotovitve navajajo k zaključku, da majhna vodopropustnost zemljin ni edina zavora konsolidacijskega procesa. Tudi počasi se razvijajoča konsolidacija suhega zrnja zemljine (primer na sliki 1) kaže, da nudi zrnje samo prehodu v novo ravnovesno lego primeren odpor; do določenih obtežb je ta odpor tem večji, čim počasnejše, čim mirnejše je naraščanje obremenitve.

Tako upoštevanje sekundarne konsolidacije kakor dejstvo, da se lahko tudi primarna faza konsolidacije razvija drugače kot po Terzaghijevi teoriji, sta zahtevali splošnejšo shemo konsolidacijskega procesa. V predhodni razpravi (Š u k l j e, 1957) je bila takšna shema zasnovana na hipotezi, da je hitrost konsolidacije odvisna od srednjih vrednosti poroznosti ( $\bar{e}$ ) in medzrnskega tlaka ( $\bar{\sigma}'$ ). Ta odvisnost se ugotovi za zasičene zemljine iz konsolidacijskih krivulj edometriških preiskav za različne bremenske stopnje ob supoziciji, da so izohrone tako v primarni kot v sekundarni fazi konsolidacije parabolične.

Na sliki 3 (spodaj) je prikazan sistem izotah, to je krivulj enake konsolidacijske hitrosti, za jezersko krede iz usedlin pri Logu Čezsoškem. Takšen sistem izotah lahko služi za konstrukcijo konsolidacijske krivulje poljubno debelega sloja. Konsolidacijska hitrost, ki je podana s tangento na konsolidacijsko krivuljo  $\left(\frac{\delta \bar{e}}{\delta t}\right)$ , mora biti pač enaka hitrosti, ki ustreza v sistemu izotah trenutnemu količniku por in medzrnskemu tlaku. Porni tlaki, enaki razliki med totalnimi in medzrnskimi tlaki, morajo biti pri tem tolikšni, da je omogočeno izcejanje vode s filtracijsko hitrostjo, ki mora biti ob meji plasti enaka konsolidacijski hitrosti. (Podrobnejša obrazložitev je podana v predhodni razpravi: Š u k l j e, 1957.)

Po takšnih načelih so bile konstruirane na sliki 4 konsolidacijske krivulje jezerske krede za interval tlakov  $\Delta\sigma = (8 - 4) \text{ kg/cm}^2$ , in sicer za sloje, katerih debelina je  $10, 10^2, 10^3$  in  $10^4$ -krat večja od debeline edometriškega vzorca. Primerjava s Terzaghijevimi konsolidacijskimi krivuljami pokaže, da se tako konstruirane konsolidacijske krivulje debelejših slojev približajo tistim Terzaghijevim krivuljam, ki se povzpno do podaljšane logaritemske premice sekundarne konsolidacije edometriškega vzorca. Iz ustreznih sovisnic med srednjimi vrednostmi količnikov por ( $\bar{e}$ ) in medzrnskih tlakov ( $\bar{\sigma}'$ ) (na sliki 3, desno zgoraj) je raz-



vidno, kako različno naraščajo pri različnih debelinah medzrnski tlaki  $\bar{\sigma}'$  na račun usihajočih pornih tlakov.

Sistem izotah zelo nazorno pojasnjuje vpliv stopnje geološke konsolidacije na hitrost konsolidacije pod novimi, »tehničskimi« obtežbami. Vzemimo n. pr., da je sedanji navpični geološki medzrnski tlak na jezersko kreda, katere konsolidacijske izotahe so prikazane na sliki 3, v določeni globini  $4 \text{ kg/cm}^2$ , da ta kreda ni bila predhodno pod večjo geološko obtežbo in da je konsolidacija napredovala samo do količnika por  $\bar{e} = 0,62$ . Če seda; toliko konsolidirano kreda obremenimo z dodatnim tlakom  $1 \text{ kg/cm}^2$ , bosta pač značaj in hitrost konsolidacije odvisna od debeline sloja; toda začetna hitrost vsekakor ne bo manjša od  $5 \cdot 10^{-10} \text{ sec}^{-1}$  in ne večja od  $2 \cdot 10^{-7} \text{ sec}^{-1}$ . Če pa je bila ista kreda dalj časa konsolidirana, n. pr. do  $\bar{e} = 0,60$ , tedaj bo začetna konsolidacijska hitrost nekje v intervalu med  $7 \cdot 10^{-14} \text{ sec}^{-1}$  in  $4 \cdot 10^{-11} \text{ sec}^{-1}$ . Tako lahko zaključimo, da bodo v določeni dobi n. pr. 100 let usedki popolneje konsolidirane zemljine ne le absolutno manjši od usedkov mlajše, manj konsolidirane zemljine, temveč se bodo tudi počasneje razvijali.

Če je bila ista zemljina predhodno pod večjimi geološkimi obremenitvami, n. pr. pod težo kasneje erodiranih prodnih naplavin, je seveda večja predhodna obtežba omogočila popolnejšo zgostitev zemljine. Tudi po razbremenitvi je večji del deformacij preostal, saj tudi edometrske preiskave uče, da so povratne deformacije pri nepopolni razbremenitvi, n. pr. od 8 do  $4 \text{ kg/cm}^2$ , razmeroma majhne. Če bi n. pr. po sliki 3 vzeli, da je bila kreda predhodno konsolidirana pod tlakom  $8 \text{ kg/cm}^2$  samo do poroznosti  $\bar{e} = 0,59$ , in če bi najprej suponirali, da se njena poroznost zaradi razbremenitve do  $4 \text{ kg/cm}^2$  sploh ni povečala, tedaj se pod dodatno tehniško obtežbo  $1 \text{ kg/cm}^2$ , to je pod tlakom  $5 \text{ kg/cm}^2$  ne bo usedala hitreje nego z začetno hitrostjo okrog  $5 \cdot 10^{-13} \text{ sec}^{-1}$  in ta hitrost bo potem stalno upadala. Zato je razumljivo, da reagirajo predhodno pod večjimi geološkimi obtežbami konsolidirane gline — n. pr. sivica pod pregrado Moste — na tehniške obtežbe, ki ne presegajo predhodnih geoloških obtežb, samo z majhnimi, počasi se razvijajočimi usedki.

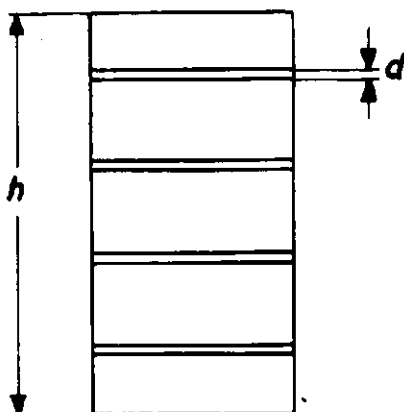
Toda zgoraj smo suponirali, da se zaradi geološke razbremenitve v obravnavani globini poroznost sploh ni povečala. Kolikor se je povečala, je treba upoštevati izkustvo laboratorijskih preiskav, da navadno v področju ponovnih obremenitev sistem izotah primarne obremenitve ne velja več. Možna hitrost konsolidacije je v področju ponovne obremenitve večja. To si tolmačimo s tem, da prehaja zrnje pri ponovni obremenitvi v novo ravnovesno lego — prosto povedano — po že izhujenih poteh. Seveda pa se tudi v tem primeru konsolidacija zasičenih zemljin ne more vršiti hitreje kakor po zakonu filtracije, to je po Terzaghijevi konsolidacijski teoriji. Ta se vključuje v našo splošno shemo konsolidacijskega procesa kot poseben primer, v katerem se vse izotahe strnejo v eno samo premo izotaho za hitrost  $v = 0$ . Za vsako točko ( $\bar{\sigma}'$ ,  $\bar{e}$ ) na tej premici je doseženo popolno ravnovesje. Ker strukturnega odpora po Terzaghijevi teoriji ni, povzroči vsako povečanje intergranularnih tlakov na račun pornih tlakov prehod v ravnovesno lego s hitrostjo, ki jo narekuje Darcyjev zakon. (Glej Šuklje, 1957.) Tudi v področju ponovne

obremenitve torej ne moremo pričakovati, da bi se prekonsolidirana tla vračala v prvotno gostoto hitreje kot po Terzaghijevi teoriji glede na premo izotaho  $v = 0$ , ki veže v diagramu  $\bar{\sigma}' - \bar{\epsilon}$  točki sedanje in predhodne poroznosti. Ko je dosežena predhodna poroznost, naj bi zopet veljal sistem izotah primarne obremenitve.

## 2. Tektonsko poškodovane hribine

### 2.1 Tektonsko poškodovane nerazkrojene kamenine

Splošne preudarke o deformabilnosti tektonsko poškodovanih nerazkrojenih ali deloma razkrojenih kamenin, ki jo bomo obravnavali v tem in v naslednjem poglavju, smo razvijali že v eni predhodnih publikacij (Šuklje, 1954). Tu bomo skušali te splošne preudarke tolmačiti z aproksimativnimi računskimi obrazci.



5. sl. Shema razpokane kamenine  
Fig. 5. Le schéma d'une roche fissurée

Določitev deformacijskega modula tektonsko poškodovane, dasi nerazkrojene hribine je zelo pomembna za pravilno dimenzioniranje objektov, kakršni so betonske dolinske pregrade in tlačni rovi. Navadno ga ugotavljamo s poizkusnimi obežbami na okroglih, kvadratnih ali valjastih ploskvah, upoštevajoč elastostatične zakone širjenja napetosti. Naš namen je, podati računsko shemo za pojasnitev zelo različnih vrednosti deformacijskih modulov, ki jih pri takšnih preiskavah ugotovimo.

Mislimo si, da bi obremenjevali velik valjast vzorec tektonsko poškodovane, nerazkrojene hribine (sl. 5). Suponirajmo, da vsebuje vzorec na enoto višine  $n$  razpok širine  $d$  in da so vse razpoke normalne na smer pritiska. Označimo z  $E_a$  prožnostni modul nepoškodovane kamenine in z  $E$  deformacijski modul poškodovane hribine. S  $\sigma_a$  označimo predhodni in s  $\sigma_b$  novi

tlak na vzorec hribine v intervalu tlakov  $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$ . Sponirajmo, da je delež ( $\alpha$ ) zaprtja razpok pod tlakom  $\sigma_b$  podan z obrazcem

$$\alpha = \sqrt{\frac{\Delta\sigma}{\sigma_o - \sigma_a}} \quad (4)$$

$\sigma_o$  je neka konstanta, večja od  $\sigma_b$  ter odvisna od značaja razpok in od kamenine. Specifična deformacija v smeri tlaka  $\sigma_b$  je tedaj za interval  $\Delta\sigma = \sigma_b - \sigma_a$  podana z enačbo

$$\Delta\varepsilon = \frac{\Delta h}{h} = \frac{\Delta\sigma}{E_s} + d n \sqrt{\frac{\Delta\sigma}{\sigma_o - \sigma_a}} \quad (5)$$

Iz definicijske enačbe za enosno napetostno stanje

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon} \quad (6)$$

sledi potem z vstavitvijo izraza (5) za  $\Delta\varepsilon$

$$E = \frac{E_s}{1 + E_s d n \sqrt{\frac{1}{\Delta\sigma(\sigma_o - \sigma_a)}}} \quad (7)$$

Vpliv razpokanosti na redukcijo deformacijskega modula hribine E prikažimo za naslednji primer:

$E_s = 500\,000 \text{ kg/cm}^2$ ,  $\sigma_o = 200 \text{ kg/cm}^2$ ,  $\sigma_a = 0$ ,  $\Delta\sigma = \sigma_b = 20 \text{ kg/cm}^2$ .

Za $d n = 0,0002$	je tedaj	$E = 193\,000 \text{ kg/cm}^2$
0,0005		101 000
0,001		56 000
0,002		29 700

## 2.2 Tektonsko poškodovane in deloma razkrojene hribine

Vzemimo, da vsebuje hribina 100 n % razkrojene plastične zemljine z deformacijskim modulom  $E_p$ . Prožnostni modul nerazpokane trdnine označimo zopet z  $E_s$  in srednji deformacijski modul poškodovane, deloma razkrojene hribine z E. Če sponiramo zopet, da je razporejena plastična razkrojina v enakomernih plasteh pravokotno na smer pritiska, je za prost valjast vzorec specifična deformacija, ustrežajoča intervalu tlakov  $\Delta\sigma$ , podana z enačbo

$$\Delta\varepsilon = \frac{\Delta\sigma}{E_s} (1 - n) + \frac{\Delta\sigma}{E_p} n. \quad (8)$$

Deformacijski modul  $E$ , definiran z enačbo

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon}, \quad (6)$$

je tedaj

$$E = \frac{E_s}{(1-n) + \frac{E_s}{E_p} n}. \quad (9)$$

Pri večjih deležih ( $n$ ) plastične preperine lahko prvi člen v imenovalcu zanemarimo in enačba (9) se tedaj poenostavi v obliko

$$E = \frac{E_p}{n} \quad (10)$$

Deformacijski modul ( $E_p$ ) plastične razkrojine pa je odvisen tako od njene sedanje kot od predhodne obtežbe. Modul močno prekonsolidiranih razkrojin se s sedanjo obtežbo bistveno ne menja — razen blizu površine, kjer je razbremenitev popolnejša in nabrekanje občutno. Prekonsolidacija je lahko posledica tektonskih pritiskov, ki so bili aktivni še po razkroju hribine, ali obtežbe s plastmi, ki so bile kasneje erodirane. Če pa ne računamo z vplivom takšne predhodne obtežbe, je treba upoštevati naraščanje deformacijskega modula plastične razkrojine z geološko obtežbo, ki z globino ( $z$ ) približno linearno narašča.

$$\sigma = \gamma z, \quad (11)$$

$\gamma$  = srednja prostorninska teža tal, upoštevajoč — pri tleh s prosto podtalnico — vpliv vzgona. Tudi deformacijski modul prvotne obremenitve narašča s tlaki  $\sigma$  približno linearno:

$$E_p = E_{p0} + A \sigma \quad (12)$$

oz. z vstavkom izraza (11)

$$E_p = E_{p0} + B z, \quad (13)$$

$$B = A \gamma.$$

Z obrazcem (13) za  $E_p$  dobi tako enačba (10) obliko:

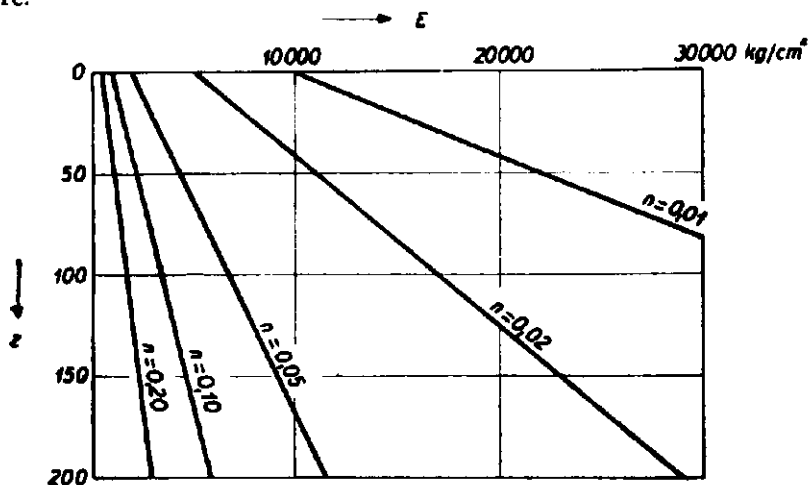
$$E = \frac{1}{n} (E_{p0} + B z). \quad (14)$$

Za primer, da je  $E_{p0} = 100 \text{ kg/cm}^2$ ,  $B = 20 \cdot 0,0012 = 0,024 \text{ kg/cm}^2$ , dobimo za razne vrednosti deleža  $n$  po enačbi (14) oz. po enačbah (9) in (13) naraščanje modula  $E$  z globino  $z$  po krivuljah, prikazanih na 6. sliki.

Če poznamo približni odstotek plastične razkrojine, lahko torej ocenimo spodnjo mejo deformacijskih modulov tektonsko poškodovane, deloma razkrojene hribine, kakor naraščajo z globino. Resnični deformacijski

moduli bodo seveda tem večji, čim večji delež obremenitve se bo lahko — glede na lego plasti — prenašal po samem trdnem ogrodju.

Neposredno s preizkusnimi obtežbami v rovih ali v sondažnih jamah določeni deformacijski moduli se lahko uporabljajo samo za tista področja tal, ki so z izkopnimi deli in s sprostitvijo geoloških in tektonskih sil enako prizadeta kot mesto preizkusne obremenitve. Primerjalne meritve deformacij tal pod dolinskimi pregradami kažejo, da so v večjih globinah tal moduli ugodnejši. Z zgoraj navedenimi računskimi shemami jih lahko — ob kritičnem tolmačenju rezultatov preizkusnih obtežb — vsaj približno ocenimo. Pri tem pa je treba upoštevati tudi vpliv propustnosti tal na razvoj deformacij. Zlasti majhna propustnost dobro ohranjenih trdnih plasti lahko pri njih ugodni legi konsolidacijski proces bistveno zavre.



6. sl. Deformacijski modul  $E$  v odvisnosti od globine  $z$

Fig. 6. Le module de déformation  $E$  en fonction de la profondeur  $z$

Ravno zaradi nezanesljivosti določevanja deformacijskega modula tal v večjih globinah s površinskimi obremenitvami oz. z obremenitvami v rovih se zatekajo k metodi ugotavljanja tega modula iz hitrosti širjenja valov v hribini. Za tolmačenje rezultatov se uporabljajo relacije med modulom prožnosti, Poissonovim količnikom in hitrostjo širjenja longitudinalnih in transversalnih valov, ki jih vzbudijo n. pr. z eksplozijo (geo-seizmično raziskovanje). Kakor pa lahko tako ugotovljeni »dinamični« moduli prožnosti zelo koristno služi za relativno ocenjevanje poškodovanosti hribine in razporeditve trdnih sestavin v raznih smereh, tako se je treba zavedati, da ne moremo dobiti po tej metodi neposrednih podatkov o deformacijskem modulu tal, ki ga moramo uvesti v račun usedanja tal pod statičnimi obremenitvami. Pri tem ne gre toliko za to, ali so ti usedki elastični ali plastični (stalni), temveč za bistvo samega konsolidacijskega procesa zemljin, ki obstoji v glavnem v zapiranju praznin ob iztisovanju vode, če so praznine z njo zapolnjene. Neuporabnost relacije med

prožnostnim modulom trdnih teles in hitrostjo širjenja valov v njih spoznamo že s preudarkom, da se v zasičeni zemljini valovi ne bi mogli širiti hitreje kot v vodi, to je s hitrostjo okrog 1435 m/sec. Ne glede na to, da voda tako in tako ni snov z nekim prožnostnim modulom v smislu teorije elastičnosti, bi iz tega preudarka sledilo, da za zasičene zemljine z geo-seizmično metodo ne bi mogli izračunati modulov, manjših od 21 000 kg/cm<sup>2</sup> (ob supoziciji, da je Poissonov količnik  $\mu = 0$ ). Vpliv z zrakom izpolnjenih por je analogen, čeprav po velikosti različen.

## LES CONDITIONS GÉOLOGQUES DE LA CONSOLIDATION DES SOLS

**1. Les sédiments récents non pétrifiés.** La consolidation d'un sol donné soumis aux surcharges techniques dépend du caractère du processus géologique de sédimentation, de la grandeur et de la durée des charges géologiques permanentes ou transitoires ainsi que des effets dynamiques produits pendant la consolidation; en outre, elle dépend de la grandeur et de la vitesse d'accroissement de la surcharge technique et des effets dynamiques pendant et après la mise sous une charge. Pour pouvoir interpréter la diversité de la consolidation influencée par des telles conditions, le schéma du processus de consolidation par le système d'isotaches, présenté dans un rapport préalable (Šuklje, 1957), a été appliqué; les isotaches y représentent les diagrammes des indices de vides en fonction des pressions intergranulaires, correspondant aux vitesses de consolidation différentes.

**2. Les roches fissurées et partiellement désintégrées.** Les considérations générales, présentées dans une publication préalable (Šuklje, 1954), ont été complétées par des schémas analytiques qui peuvent interpréter l'influence de la grandeur, de la forme, du nombre et de la direction des fissures tectoniques sur la diminution du modul de déformation; pour des roches partiellement désintégrées des formules analogues ont été déduites, montrant l'influence du pourcentage de la matière désintégrée plastique, de leur disposition dans le massif ainsi que de leur préconsolidation éventuelle sur la grandeur du modul de déformation et sur son accroissement avec la profondeur. Enfin on a discuté les limites de l'application directe des résultats du chargement d'essai statique ainsi que celles de la méthode géosismique de la détermination du modul de déformation.

### LITERATURA

- Šuklje, L., 1956, Neke primedbe uz račun deformacija temeljnog tla visokih brana u tektonsko poremećenim stenama sa glinovitim sastojcima. Saopšt. sa 3. savet struč. Jug. o vis. branama (Bled, 1954), str. 203—204, Beograd.
- Šuklje, L., 1957, The Analysis of the Consolidation Process by the Isotaches Method. Proc. 4<sup>th</sup> Int. Conf. Soil Mech. (London), I in III.
- Terzaghi, K., und Fröhlich, O. K., 1936, Theorie der Setzung von Tonschichten. Deuticke, Leipzig.

Sprejel uredniški odbor dne 1. oktobra 1957.