

ԼԱՆՋԵՐԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԻ ՏԵՍԱԿՆԵՐԸ ԺԱՅՈՒԱՊԱՐՆԵՐՈՒՄ*

Պրոֆեսոր, տեխն. գիտ. դոկտոր ԳԵՈՐԳ ՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ**

Ու ե ֆ ե ր ա տ: Լանջերի խորքային սողքը լայնորեն տարածված երևույթ է, որը նկատվում է ոչ միայն դրունտներում, այլև ժայռապարներում, ժայռապարներում ձևափոխություններն ընթանում են շափազանց դանդաղ և ունեն դարավոր բնույթ: Երկրաբանական կառուցվածքից և ապարների շերտերի ռեոլոգիական բնութագրերից կախված հանդիպում են խորքային սողքի զանազան տիպեր: Հարթային խորքային սողքը կատարվում է երկար լանջերի վրա, երբ շերտերն ընկնում են լանջին զուգահեռ և ապարներն ունեն տարրեր ռեոլոգիական բնութագրեր: Հարթային խորքային սողքին են պատկանում սալերի սահումը, կոնսեկվենտ սողքը, բլուկների տարասողումը, մերկացումների սողքը և շերտադուխների սողքը: Պտտական խորքային սողքը կատարվում է կարճ լանջերի վրա, երբ լանջի մարմինը բաղկացած է միասին ժայռապարներից: Պտտական խորքային սողքին պատկանում են ասեկվենտ սողքը և S-ակերպ սողքը: Լանջերի ընդհանուր խորքային սողքը ձևափոխությունների տարածված տեսակ է, որը տեղի է ունենում տարրեր երկրաբանական պայմաններում: Այստեղ կարելի է առանձնացնել ինսեկվենտ սողքը և կոմպենսացիոն սողքը: Առաջարկվում է բոլոր նման երկրաբանական կառուցվածքներն անվանել թեքածին կառուցվածքներ:

Լանջերի խորքային սողքը լայնորեն տարածված երևույթ է, որը նկատվում է ոչ միայն դրունտներում, այլև ժայռապարներում: Լանջերի նման ձևափոխությունների բաղադրիչ տարրեր տեսակներ արդեն նկարագրվել են զանազան անվանումների տակ՝ Talzuschub—սահում դեպի հովիտ (Stini, 1952; Müller, 1955***), cambering—կրում ու bulging—արտափրում (Hollingworth et al., 1944), Hackenwerfen—շերտադուխների ծոռում (Stini, 1952) կամ outcrop curvature—մերկացումների ծոռում (Cotton, 1949). гравитационные структуры—գրավիտացիոն կառուցվածքներ (Шульц, 1961) և այլն: Լանջերի այս բոլոր ձևափոխությունների ընդհանուր պատճառը հատուկ լարված վիճակն է, որը ժայռապարներում առաջանում է սեփական կշռի հետևանքով, եթե դրանք սահմանափակված են թեք հարթությամբ: Լարումների

* Լիտարնում 1966 թ. կայացած ժայռային ապարների մեխանիկայի միջազգային հասարակության Առաջին կոնգրեսին ներկայացրած զեկուցումը: Զեկուցումը հրատարակվել է կոնգրեսի աշխատություններում (G. Ter-Stepanian, Types of depth creep of slopes in rock masses, Proceedings, First Congress, International Society for Rock Mechanics, Lisbon 1966, 2:157—160).

** ՀՍՍՀ ԳԱ երկրաբանական գիտությունների ինստիտուտի գեոմեխանիկայի բաժնի վարիչ:

*** Գրականությունը տե՛ս էջ 65—66:

ԳԳՐԸ հանգեցնում է սալի տակ ընկած շերտի սահմանին դիմադրության աստիճանաբարական նվազմանը (Терцаги, 1958): Վերոհիշյալ շերտի խորքային սողքի բաղադրության տատանումները կարող են առաջանալ պլեզմոնտրիկ մակարդակի փոփոխություններից, ջրի մուտքի պայմանների փոփոխման հետևանքով՝ բնական տեղատարափների կամ արագ ձնհալների պատճառով, կամ գետնաջրերի վրիկների պայմանների փոփոխությունից՝ լանջի ստորին մասում:

Կտվերի սահմանը տեղի է ունենում բաղաձայն լեռնային երկրներում: Վերջին հաղարամյակի ընթացքում ամենաքիչը 20 խոշոր սողանք է տեղի ունենում: Շվեյցարիայում Ռոսսերից լեռան հարավային լանջում (Kopp, 1936): Վալա լողոր դեպքերում մերգելի շերտով սահել են երրորդական նագեֆլյուս կալվեր (կրային կապերով կոնգլոմերատներ): Այդ լանջի վրա սալերի աստիճանաբար արագացող սահքի դասական օրինակը նախորդեց Գոլդաուի մոտ 1802/806 թ. տեղի ունեցած խոշորագույն սողանքին (Heim, 1932; Терцаги, 1958): Գրոյոգրի ընթացքը սկսվեց ոչ ավելի ուշ, քան սողանքից 20 տարի առաջ և ուժեղացանում էր խոնավ տարիներին՝ 1799, 1804 և 1805 (Zay, 1807):

2. Կոնսեկվենտ* սողք: Լանջերի ձևափոխության այս ձևը տեղի է ունենում մասնական շերտավոր ապարներում, երբ լանջը կողմնորոշված է շերտախմբի հարկավորությանը զուգահեռ, բայց երկրաբանական կառուցվածքն իրենից ներկայացնում է կոշտ և փափուկ ապարների հերթադալություն (նկ. 2): Փափուկ ուղեղներում դարգանում է խորքային սողք, իսկ կոշտ շերտերը տեղաշարժվում են մեծ առանց ձևափոխության: Սողքի այս ձևի հետևանքով AB ուղղաձիգ դիմը սղվելով բաժնվում է AC բարդ գծի, որը կազմված է S-ակերպ մասերից փափուկ շերտավորված և ուղղաձիգ հատվածներից՝ կոշտ շերտերում: Այդ ձևափոխությունների մեխանիզմը ցույց է տրված մի ուրիշ աշխատության մեջ (Տեր-Ստեփանյան, 1965): Քանի որ շերտերի դրությունը այս դեպքում մնում է անփոփոխ, ապա բնական ձևափոխությունները կարող են բացահայտվել հատուկ չափումներով, միջոցառումներով, դիտման հորերում (Тер-Степанян, 1965): Խորքային սողքի փուլից ցանցումը աղետային փուլի՝ սովորաբար կատարվում է փափուկ շերտերից մեկի փլուզման հետևանքով, սահքին դիմադրության լրիվ մոբիլիզացման առկայությամբ: Այս դեպքում սահքի մակերևույթի դիրքն է:

3. Բլոկների տարատողում: Լանջերի ձևափոխության այս տեսակը տեղի է ունենում այն դեպքերում, երբ շերտախմբի թեք հարթության վրա ընկած և բարդ ուղղաձիգ ճեղքերի միջոցով բլոկների բաժանված կոշտ սալը ստորադրված է արքայադամաճարված ապարներից կամ ալլ պլաստիկ նյութերից: Հաճախ այդ ճեղքները կազմում են ուղղանկյուն ցանց: Ստորին A բլոկների շարժումը սկսվում է վաղ և ընթանում է ավելի արագ, քան վերին B, C բլոկներին (նկ. 3): Այդ փափուկ պատճառով բլոկները տարատողում են պլաստիկ D շերտի մակերևույթով և բլոկների միջև առաջանում է ուղղանկյուն E անցումների սիստեմ: Նման արտադրի օրինակ է ծառայում Խոստայի, Սոչիի մոտ գտնվող Լաբիրինթոսը: Այսպիսով, շերտերի վերին կալվածային կրաքարերի բլոկները սահում են շերտախմբի մակերևույթով: անկման անկյունը հավասար է 10° : Բլոկների միջին լայնությունը կազմում է 6—8 մետր. դրանց միջև անցումների լայնությունը տատանվում է 13—5 սանտիմետրի՝ լանջի վերին մասում և մինչև 12 մետրի՝ ստորին մասում:

* «Կոնսեկվենտ», «ասեկվենտ» և «ինսեկվենտ» տերմինները մտցրել է պրոֆ. Յ. Պ. Սա-
վարենսկին սողքային երևույթներն ուսումնասիրելու (Саваренский, 1939):

Նման ձևափոխությունների մի քանի օրինակներ նկարագրել է Շարպը (Sharpe, 1938), որը դրանց անվանել է «ժայռե քաղաքներ» (rock cities):

4. Մերկացումների սողքը: Լանջերի ձևափոխությունների այս տեսակը տեղի է ունենում, երբ գահավեժ անկման շերտերը մերկանում են երկրի մակերևույթի մոտերքում, դելյուվիի ու ստորադիր արմատական ապարների միջև կոնտակտը զուգահեռ է լանջին, և շերտազույգները գտնվում են չրի ֆազային կոնտակտը զուգահեռ է լանջին, և շերտազույգյան և խոնավության եղավերափոխումների (սառում և հալում) կամ ջերմության և խոնավության եղավերափոխումների (սառում և հալում) (նկ. 4): Դա հասցնում է հողմահարման նակային փոփոխությունների գոտում (նկ. 4): Դա հասցնում է հողմահարման արդյունքների զարկվայր տեղաշարժմանը և շերտազույգների ծոմանը (Тер-Степанян, 1964): Այս երևույթը ոչ միայն ֆիզիկական սողքի հետևանքն է ռեոլոգիկ առումով, այլև քայքայված բեկորների զարկվայր տեղաշարժումը է հեշտացնող վերոհիշյալ եղանակային փոփոխություններին աջակցող ազդեցության արդյունքն է: Վ. Պենկը (Пенк, 1961) այդ երևույթը բացատրում է դեցույթյան արդյունքն է: Վ. Պենկը (Пенк, 1961) այդ երևույթը բացատրում է դրանց հունի վրա շարժվող զանգվածների մեխանիկական ներգործությամբ: Դրա հետևանքով առաջանում է մերկացած շերտերի գլուխների ծոմ (Cotton, 1949):

5. Շերտազույգների սողքը: Լանջերի ձևափոխության այս ձևի երկրաբանական պայմանները նախորդից տարբերվում են այն առումով, որ գահավեժ անկման շերտերի գլխամասերը ծածկող դելյուվիալ կոտակումների է հաստությունը գերազանցում է ջերմաստիճանի, խոնավության և չրի ֆազային վիճակի եղանակային փոփոխությունների ժխտությանը (նկ. 5): Այս դեպքում վերին փոխը A շերտում տեղի է ունենում հարթային խորքային սողքի Ս արագությունը հասնում է առավելագույնի Ս_{max} ստորադիր ապարների հետ BC կոնտակտում (Տեր-Ստեփանյան, 1965): Այս ապարներում խորքային սողքի արագությունը նվազում է մի քանի կարգով (Тер-Степанян, 1964): Քանի որ հողմահարված և շողմահարված ապարների միջև DE սահմանը մոտավորապես զուգահեռ է FG թևերությանը, սողքը կրում է հարթային բնույթ: Ձևափոխությունն իրենից ներկայացնում է սողք ռեոլոգիկ առումով: Դրա հետևանքն է հանդիսանում ծածկված շերտերի գլուխների ծոմը*: Շերտազույգների ծոման որոշ օրինակներ բերում է Մ. Զինգերը (Singer, 1932):

ԼԱՆԶԵՐԻ ՊՏՏԱԿԱՆ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԸ

Պտտական խորքային սողքը տեղի է ունենում կարճ լանջերում, երբ լանջը կաղմված է համասեռ ժայռապարներից: Սողքի գոտու վիճակը որոշվում է լարումների բաշխման պայմաններով: Այդ A գոտին առաջանում է որոշ խորություն վրա, մոտավորապես լանջի հատակում, որտեղ սահքին մոբիլիզացված դիմադրության լցմ գործակիցը գերազանցում է սահմանային $\text{tg}\theta_0$ մեծությանը (կետգծեր, նկ. 6):

Սողքի ձևափոխությունների արագությունը համեմատական է $\text{tg}\theta - \text{tg}\theta_0$ ավելցուկին: Սողքի ձևափոխությունները սկզբից կենտրոնանում են այս գո-

* Այստեղ փորձ է արված տարբերակել շերտազույգների ծոմը (Hackenwerfen), կախված սողքի արտահայտման պայմաններից, որոնք որոշվում են դելյուվիալ ծածկույթի հաստությամբ: Շերտազույգների ծոմը մենք ստորաբաժանում ենք մերկացումների սողքի և շերտազույգների սողքի:

նախում և պտույտ են առաջացնում սահեցման BB պոտենցիալ մակերևույթի լայնությանը, որն է C կենտրոնի շուրջը: Զարգացող սողունության հետևանքով դրանից է ունենում լարումների վերաբաշխում և ժամանակի ընթացքում պրոցես-ման մի մեջ ներգրավում աղեղնաձև D գոտին (հաստ գիծ, նկ. 6):

Պտտական խորքային սողքին են վերաբերում լանջերի ձևափոխության օրինակ տեսակ՝ ասեկվենտ սողք և S-ակերպ սողք:

1. Ասեկվենտ սողք (նկ. 6) տեղի է ունենում այն ժայռապարներում, որոնք շերտավորված չեն: Ձևափոխությունների որոշումը դժվարանում է ցուցվել շերտերի բացակայության պատճառով: Որոշ դեպքերում սողքի այս տեսակը կարող է որոշվել սահեցման հայելիների շնորհիվ, որոնք առաջանում են սողքի երկայնքով թեփուկավոր մասնիկների կողմնորոշման հետևանքով նախան նման այլ նշաններով:

2. S-ակերպ սողք նախորդ տեսակից տարբերվում է նրանով, որ ժայռապարները ներկայացված են դաճաված անկման շերտերով, որոնք ունեն միևնույն կարգի մածուցիկության գործակցի մեծություն: Դարավոր սողքի հետևանքով շերտերի մի մասը, որ տեղադրված է վերոհիշյալ D գոտու սահմաններում, աստիճանաբար ծովում է և դառնում S-ակերպ (նկ. 7):

Օրը շերտերը հասնում են երկրի մակերևույթին, դրանց հողմահարված ալյուրամասերում հանդես է գալիս նաև մերկացումների սողք կամ շերտազուլաների սողք: Նման դեպքերում կարող է դիտվել սողքի երկու տեսակների զուգակցում: Որպես օրինակ կարող է ծառայել ալպիական հովիտներից մեկի սողմանքը (Талобр, 1960):

ԼԱՆՁՆՐԻ ԸՆԴՀԱՆՈՒՐ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԸ

Ընդհանուր խորքային սողքը ներկայացնում է լանջերի ձևափոխության միայն տարածված տեսակ, որն արտահայտվում է այն դեպքերում, երբ լանջի զարմանի երկրաբանական կառուցվածքը տարբերվում է վերոհիշյալ պարզ տեսակներից: Գոյություն ունեն ընդհանուր խորքային սողքի շատ տարատեսակներ, որոնք դեռևս անբավարար են տարբերակված: Կարող են հեշտությամբ աստիճանացվել սողքի հետևյալ երկու տեսակները՝ ինսեկվենտ և կոմպենսացիոն:

1. Ինսեկվենտ սողք տեղ է գտնում, երբ թեք տեղադիրք ունեցող A լույսնայանքի շերտերը ձևափոխվում են ստորադիր, ոչ կոմպենսետ B շերտերի սողքի հետևանքով (նկ. 8): Փափուկ ստորադիր շերտերի սողքի հետևանքով տեղի է ունենում դիմադրման թուլացում և սողքը տարածվում է ծածկող շերտի ապարների վրա: Սողունության ուղղությունը հատում է շերտախմբի զարթոնքները: Այդպիսի մեխանիզմ ունեն Կանադայի Ալբերտա նահանգում, մոնթանի մոտի Տերտլ սարի 1903 թվականի խոշորագույն սողանքը, ուր արագ դաճած ման մեջ էր ներգրավվել մոտ 30 միլիոն խորանարդ մետր ապար: Ծածկող ալյուրաքարերը խորքային սողքի փուլում բաժանվել էին ճաքերի սիստեմով, որոնք ղուկորատել էին սարի հակառակ լանջը (Терцаги, 1958; McConnel and Brock, 1904):

Լանջերի վրա կարող են դիտվել սողունության կաղմովի տեսակները, որոնք որոշվում են լանջի երկրաբանական կառուցվածքով: Այդպիսի կաղմովի տեսակներից առաջանում է մեկը, երբ շերտերն ընկնում են լանջի անկման

կողմը, շերտավորման հարթությունը հորիզոնի հետ ավելի փոքր անկյուն է կազմում, քան լանջի մակերևույթը և ստորին շերտերից մի քանիսը հանդիսակազմում են ոչ կոմպակտներ: Լանջի մարմնի ստորին մասում ոչ-կոմպակտներ շերտերի երկայնքով տեղի են ունենում կոնսեկվենտ սողք: Արդյունքը լինում է ճեղղրա վերին մասում առաջանում է ինսեկվենտ սողքը: Զերտախոտմբը վերին մասում, բերի սխտեմի առաջացումը, որոնք հատում են շերտախոտմբը վերին մասում, 2. Կոմպակտացիոն սողքը առաջանում է հորիզոնական շերտավորում ունեցող էրոզիոն հովիտներում, երբ կոմպակտներ A շերտերի տակ ընկած են լինում ոչ-կոմպակտներ B շերտերը (նկ. 9): էրոզիայի հետևանքով հովտի բնական-թափված C հատակը արտափքվում է դեպի վեր, ոչ-կոմպակտներ շերտերում միափված D մասնը ծալքավորություն: Հովտի կողերը լիջնում են. դրա երևան է գալիս D մասնը ծալքավորություն: Հովտի կողերը լիջնում են. դրա երևան է գալիս D մասնը ծալքավորություն: Հովտի հատակի ուղղությամբ: Արդյունքը Բլոկները թեքվում են և շարժվում հովտի հատակի ուղղությամբ: Արդյունքը լինում է արտափքում (bulging) միջին մասում և կքում (cumbering) կողային մասերում:

Օրինակ կարող է ծառայել կենտրոնական Անգլիայի Նորտհեմպտոնի երկաթահանքում հորատման աշխատանքների ժամանակ բացված խոշոր մասշտաբի սողքը (Hollingworth et al., 1944): Ուրիշ դեպքեր դիտվել են Սիբիրում (Пальшин и Тржцинский, 1963) և Չեխոսլովակիայում (Záruba, 1956):

Կոմպակտացիոն և ինսեկվենտ սողքերի տարբերությունը ավելի լավ հասկանալու համար կարելի է համեմատել հիմքի փլուզումը և լանջի փլուզումը, որոնք հայտնի են գրունտների մեխանիկայում:

Երկրի մակերևույթի մոտ, լանջերի վրա ապարների կամ գրունտների ստորուկտուրային հետևանքով առաջացող երկրաբանական ստրուկտուրաները երբեմն վերագրվում են գրավիտացիոն ստրուկտուրաներին (гравитационные структуры; Шутьц, 1961): դրանք հակադրվում են տեկտոնիկ ստրուկտուրաներին: Քանի որ գրավիտացիան անփոփոխ կերպով մասնակցում է երկրի վրա կատարվող բոլոր պրոցեսներին, «գրավիտացիոն» տերմինը ճշգրիտ չէ: Առաջարկվում է բոլոր նման ստրուկտուրաները, որոնք առաջանում են մակերևույթի մոտ, անվանել թեֆաժիկ ստրուկտուրաներ, դրանով ընդգծելով այդ ստրուկտուրաների առաջացման միակ պատճառը՝ մակերևույթի թեքությունը:

* Նման կազմովի սողքի օրինակը ցուցաբերված էր Ս. Նովոսադի կողմից նրա քննադատման մեջ կոնգրեսում (Novosad, 1967).

ТИПЫ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ СКЛОНОВ
В СКАЛЬНЫХ ПОРОДАХ*

Профессор, доктор техн. наук Г. И. ТЕР-СТЕПАНИАН**

Реферат. Глубинная ползучесть склонов представляет собой широко распространенное явление, которое обнаруживается не только в грунтах, но и в скальных породах. Деформации скальных пород протекают чрезвычайно медленно и имеют вековой характер. В зависимости от геологического строения и реологических характеристик слоев пород различаются различные типы глубинной ползучести. Плоскостная и субглубинная ползучесть происходит на длинных склонах, когда пласты падают параллельно склону и породы имеют различные реологические характеристики. К плоскостной глубинной ползучести относятся сползание плит, консеквентная ползучесть, консеквентное сползание блоков, ползучесть обнажений и ползучесть голов пластов. Вращательная и субглубинная ползучесть происходит на коротких склонах, когда тело склонов состоит из однородных скальных пород. К вращательной глубинной ползучести относятся асеквентная ползучесть и S-образная ползучесть. Общая глубинная ползучесть склонов является распространенным типом деформации, имеющей место в разных геологических условиях. Здесь могут быть выделены инсеквентная ползучесть и компенсационная ползучесть. Предлагается все такие геологические структуры называть клиногенными структурами.

Глубинная ползучесть склонов представляет собой широко распространенное явление, обнаруживающееся не только в грунтах, но и в скальных породах. Многие различные типы такой деформации склонов были уже описаны под разными наименованиями: Talzuschub—сползание в долину (Stini, 1952, Müller, 1955***), cambering—выгибание и bulging—выпучивание (Hollingworth et al., 1944), Hackenwerfen—загиб голов пластов (Stini, 1952) или outcrop curvature—изгиб обнажений (Cotton, 1949), гравитационные структуры (Шульд, 1961) и др.

Общей причиной всех этих типов деформаций склонов является подобное напряженное состояние, которое возникает в скальных породах вследствие их собственного веса, если они ограничены наклонной поверхностью. Распределение напряжений в теле склона неравномерно. Оно зависит не только от геометрических характеристик склона и значений объемного веса пород, но и от распределения остаточных напряжений в скальных породах вследствие переконсолидации, высыхания, тектонических напряжений и т. д.

Скорость деформации ползучести зависит от времени и значения мобилизованного сопротивления сдвигу. Деформации ползучести проявляются в той части тела склона, где сопротивление сдвигу не полностью

* Доклад, представленный Первому конгрессу Международного общества механики скальных пород, состоявшемуся в 1966 г. в Лиссабоне. Доклад был опубликован в трудах конгресса (G. Ter-Stepanian, Types of depth creep of slopes in rock masses proceedings, First Congress, International Society for Rock Mechanics, Lisbon 1966, 157—160).

** Зав. отделом геомеханики Института геологических наук АН Арм. ССР.

*** Литературу см. на стр. 65—66.

мобилизовано и, таким образом, не может иметь места срез, т. е. пластическое обрушение; однако это сопротивление мобилизовано в достаточной мере для создания ползучести (Тер-Степанин, 1961).

В скальных породах деформации ползучести протекают чрезвычайно медленно и поэтому процесс ползучести в таких породах носит вековой характер.

Тип деформации ползучести зависит от реологических свойств пород и соотношения между элементами залегания пласта и наклоном поверхности. Легко выделяются три главные группы типов деформаций ползучести в скальных породах: плоскостная, вращательная и общая.

ПЛОСКОСТНАЯ ГЛУБИННАЯ ПОЛЗУЧЕСТЬ СКЛОНОВ

Плоскостная глубинная ползучесть происходит на длинных склонах, когда пласты или граница между коренными породами и рыхлыми продуктами выветривания падают параллельно склону и породы обладают различными реологическими характеристиками.

В длинных склонах толщина пластов обычно несравненно меньше высоты склона; поэтому можно пренебречь влиянием концов пластов на распределение напряжений (представление о бесконечном склоне).

В таких склонах все вертикали могут рассматриваться как адекватные; тогда характер деформации ползучести пластов будет зависеть только от расстояния от поверхности и реологических свойств рассматриваемого пласта.

К плоскостной глубинной ползучести относятся следующие явления, описанные разными авторами: сползание плит, консеквентная ползучесть, расползание блоков, ползучесть обнажений и ползучесть голов пластов. Их описание дается ниже.

1. *Сползание плит.* Этот тип деформации склонов происходит в слоистых или трещиноватых породах, когда склон ориентирован параллельно плоскостям напластования слоистых горных пород и когда монолитная плита *A* отделяется от наклонного основания *B* тонким слоем *C* выветрелых пород или другого ослабленного материала (рис. 1*). Деформации ползучести происходят в этом слое; они могут быть вызваны вертикальным тектоническим поднятием, которое ведет к постепенному увеличению наклона склона, или выветриванием, которое ведет к постепенному уменьшению сопротивления сдвигу и подстилающему плиту слою (Терцаги, 1958). Колебания скорости глубинной ползучести упомянутого слоя могут быть вызваны изменениями пьезометрического уровня вследствие изменения условий поступления воды при сильных ливнях или быстром снеготаянии, или условий выхода грунтовых вод из нижней части склона.

Сползание глин происходит во многих горных странах. В течение последнего тысячелетия произошло по крайней мере 20 крупных ополз-

* Рисунки см. на стр. 67—69.

ней на южном склоне горы Россберг в Швейцарии (Корр, 1936). Во всех этих случаях по пласту мергеля сползали третичные глины нагель-огнеупору (конгломераты с известковистыми связями). Классический пример постепенного ускоряющегося сползания плит на этом склоне предшествовал крупнейшему оползанию у Гольдау в 1806 г. (Heim, 1932; Терцаги, 1958). Процесс ползучести начался не позднее, чем за 20 лет до оползня, он усиливался во влажные годы—1799, 1804 и 1805 (Zay, 1807).

2. *Консеквентная** ползучесть. Этот тип деформации склонов происходит также в слоистых породах, когда склон ориентирован параллельно плоскости напластования, но геологическое строение представляет собой чередование жестких и мягких пород (рис. 2). В мягких породах развивается глубинная ползучесть, тогда как жесткие слои переминаются без деформации. В результате этого типа ползучести вертикальная линия *AB* превращается в сложную линию *AC*, состоящую из *S*-образных участков в мягких слоях и вертикальных отрезков—в жестких. Механизм этих деформаций был показан в другой работе (Тер-Степанян, 1961). Так как элементы положения пластов при этом остаются неизменными, эти деформации могут быть выявлены специальными измерениями, например в наблюдательных колодцах (Тер-Степанян, 1965). Переход от фазы глубинной ползучести в катастрофическую фазу оползания обычно совершается вдоль одного из мягких пластов, при полной мобилизации сопротивления сдвигу; *DD* есть положение потенциальной поверхности скольжения.

3. *Расползание блоков*. Этот тип деформации склонов происходит в случаях, когда жесткая плита, лежащая на наклонной плоскости напластования и разбитая вертикальными трещинами на блоки, подстилается выветрелыми породами или другим пластичным материалом. Часто эти трещины образуют ортогональную сетку. Движение нижних блоков *A* начинается ранее и происходит быстрее, чем верхних блоков *B, C* (рис. 3). Поэтому блоки расползаются по поверхности пластичного материала *D* и образуется ортогональная система проходов *E* между блоками. Примером такой ползучести является Лабиринт в Хосте, у Сочи, на Черноморском побережье Кавказа. Здесь блоки верхнемеловых известняков расползаются по поверхности напластования; угол падения равен 10° . Средняя ширина блоков составляет 6—8 м; ширина проходов между блоками колеблется между 3—5 см в верхней части склона и 12 м в нижней части. Некоторые примеры подобных деформаций были описаны Шарпом (Sharpe, 1938), который назвал их «скальными городами» (rock cities).

4. *Ползучесть обнажений*. Этот тип деформаций склонов происходит, когда круто падающие пласты обнажаются вблизи дневной поверхности, контакт между делювием и подстилающими коренными породами параллелен склону и головы пластов находятся в зоне фазовых превра-

* Термины «консеквентный», «асеквентный» и «инсеквентный» были введены проф. Ф. Ф. П. Саваренским (1939) при анализе оползневых явлений.

щений воды (замерзания и оттаивания) или сезонных изменений температуры и влажности (рис. 4). Это ведет к перемещению вниз по склону продуктов выветривания и к образованию загиба голов пластов (Тер-Степанян, 1964). Это явление представляет собой следствие не только физической ползучести в реологическом смысле, но и стимулирующего влияния упомянутых сезонных изменений, облегчающих смещение распавшихся обломков вниз по склону. В. Пенк (1961) приписывает это явление механическому воздействию движущихся масс на их ложе. В результате возникает загиб голов обнаженных пластов (Cotton, 1949).

5. *Ползучесть голов пластов.* Геологические условия этого типа деформаций склонов отличаются от предшествующего в том отношении, что мощность t делювиальных отложений покрывающих головы круто падающих пластов превышает глубину d зоны сезонных изменений температуры, влажности и фазовых изменений воды (рис. 5). В этом случае в верхнем рыхлом слое A происходит плоскостная глубинная ползучесть; скорость ползучести v достигает максимума v_m на контакте BC с подстилающими породами (Тер-Степанян, 1961). При переходе к этим породам скорость глубинной ползучести убывает на несколько порядков (Тер-Степанян, 1964). Так как граница DE между выветрелыми и невыветрелыми породами приблизительно параллельна откосу FG ползучесть носит плоскостный характер. Деформация представляет собой ползучесть в реологическом смысле. Ее результатом является загиб голов покрытых пластов*. Некоторые примеры загиба голов пластов приводятся М. Зингером (Singer, 1932).

ВРАЩАТЕЛЬНАЯ ГЛУБИННАЯ ПОЛЗУЧЕСТЬ СКЛОНОВ

Вращательная глубинная ползучесть происходит на коротких склонах, когда тело склона состоит из однородных скальных пород. Положение зоны ползучести определяется условиями распределения напряжений. Эта зона A образуется на некоторой глубине, приблизительно под подошвой склона, где значения коэффициента мобилизованного сопротивления сдвигу $tg\theta$ превышают предельное значение $tg\theta_0$ (пунктирная линия, рис. 6).

Скорость деформации ползучести пропорциональна избытку $tg\theta - tg\theta_0$. Деформации ползучести концентрируются вначале в этой зоне и вызывают вращение вдоль потенциальной поверхности скольжения BB' вокруг некоторого центра C . Вследствие прогрессирующей ползучести происходит перераспределение напряжений и со временем в процессе вовлекается дугообразный пояс D (жирная линия, рис. 6).

* Здесь сделана попытка дифференцировать загиб голов пластов (Hackenwerfen) в зависимости от условий проявления ползучести, определяемых мощностью делювиального покрова. Загиб голов пластов нами подразделяется на ползучесть обнажений и ползучесть голов пластов.

К вращательной глубинной ползучести относятся два типа деформаций склонов: асеквентная ползучесть и *S*-образная ползучесть.

1. *Асеквентная ползучесть* (рис. 6) происходит в скальных породах, обладающих слоистостью. Определение деформаций затруднено ввиду отсутствия индикаторных пластов. В некоторых случаях этот тип ползучести может быть установлен благодаря образованию зеркал скопления вследствие ориентации чешуйчатых частиц вдоль направления ползучести или по другим подобным признакам.

2. *S-образная ползучесть* отличается от предшествующего случая тем, что скальные породы здесь представлены круто падающими пластами, имеющими значение коэффициента вязкости одного порядка. Вследствие вековой ползучести часть пластов, расположенных в пределах вышеуказанного пояса *D*, постепенно изгибается и принимает *S*-образную форму (рис. 7).

Если пласты достигают дневной поверхности, в их выветрелых оползловых проявлениях также ползучесть обнажений или ползучесть оползлов пластов. В этих случаях может наблюдаться сочетание двух типов ползучести. В качестве примера может служить оползень в одной пальмийской долине (Талобр, 1960).

ОБЩАЯ ГЛУБИННАЯ ПОЛЗУЧЕСТЬ СКЛОНОВ

Общая глубинная ползучесть представляет собой широко распространенный вид деформаций склонов, проявляющийся в случаях, когда геологическое строение тела склона отличается от вышеупомянутых прокатных типов. Существует много разновидностей общей глубинной ползучести, которые пока еще недостаточно дифференцированы. Следующие два типа могут быть легко выделены: инсеквентная ползучесть и компенсационная ползучесть.

1. *Инсеквентная ползучесть* имеет место, когда наклонно залегающие компетентные слои *A* деформируются в результате ползучести доподстилающих некомпетентных слоев *B* (рис. 8). Вследствие ползучести доподстилающих мягких пластов происходит ослабление упора и ползучесть распространяется на покровные жесткие породы. Направление ползучести пересекает плоскость напластования. Таким механизмом обладал крупнейший оползень на склоне горы Тертл у Френка, шт. Альберта (Канада), где в быстрое движение было вовлечено около 0,30 млн. куб. м породы. Покрывающие известняки в фазе глубинной ползучести были разбиты системой трещин, глубоко прорезавших обратный склон горы (Терцаги, 1958; McConnell and Brock, 1904).

На склонах могут наблюдаться составные виды ползучести, определяемые геологическим строением склона. Один из таких случаев имеет место, когда пласты падают в сторону склона, плоскость напластования образует с горизонтом меньший угол, чем поверхность склона, и некоторые из нижележащих слоев являются некомпетентными. Для нижней части тела склона вдоль некомпетентных слоев характерна консеквент-

ная ползучесть, тогда как в его верхней части имеет место инсеквентная ползучесть. В результате возникает система трещин, рассекающих напластование в верхней части*.

2. *Компенсационная ползучесть* возникает в эрозионных долинах с горизонтальным напластованием, когда компетентные *A* слои подстигаются некомпетентными *B* слоями (рис. 9). Вследствие эрозии разгруженное дно *C* долины выпучивается вверх; в некомпетентных слоях проявляется мелкая складчатость *D*. Борта долины испытывают опускание, сопровождаемое разламыванием компетентных скальных пород на блоки. Блоки наклоняются и движутся по направлению ко дну долины. В результате возникает выпучивание (bulging) в средней части и выгибание (cumbering) в боковых частях.

В качестве примера может служить ползучесть крупного масштаба, обнаруженная при вскрышных работах на Нортгемптонском железорудном месторождении в центральной Англии (Hollingworth et al., 1944). Другие случаи наблюдались в Сибири (Пальшин и Тржцинский, 1963) и в Чехословакии (Zágruba, 1956).

Для лучшего понимания различия между компенсационной и инсеквентной ползучестью можно сравнить обрушение основания и обрушение склона, известное в механике грунтов.

Иногда геологические структуры, образующиеся у поверхности в результате ползучести пород или грунтов на склонах, относят к гравитационным структурам (Шульц, 1961); они противопоставляются тектоническим структурам. Поскольку гравитация неизменно участвует во всех процессах на Земле, термин «гравитационная» неточен. Предлагается все подобные структуры, образующиеся у поверхности, называть *клиногенными* структурами, подчеркивая единственную причину их образования—наклон поверхности.

TYPES OF DEPTH CREEP OF SLOPES IN ROCK MASSES**

Professor, Dr. Techn. Sc. GEORGE TER-STEPANIAN***

Abstract. Depth creep of slopes is a wide spread phenomenon which manifests not only in soils but in rock masses as well. Deformation of rock masses proceeds extremely slow and the process is of secular nature. Different types of depth

* Пример подобной составной ползучести был продемонстрирован, С. Новосодом в его дискуссии настоящего доклада на конгрессе (Novosod, 1967).

** A paper presented to the First Congress of the International Society for Rock Mechanics, held in 1966 in Lisbon. The paper was published in the Proceedings of the Congress, vol II, p. 157—160.

*** Head, Dept. of Geomechanics, Geological Institute, Armenian Academy of Sciences.

creep are distinguished depending on the geological structure and rheological characteristics of rock strata. Planar depth creep occurs on long slopes when the strata dip parallel to the slope and rocks have different rheological characteristics. To the planar depth creep belong creeping of slabs, consequent creeping, creeping away of blocks, outcrop creeping and terminal creeping. Rotational depth creep occurs on short slopes when the slope body consists of homogeneous rock masses. To the rotational depth creep belong asequent creeping and S-like creeping. General depth creep is a common type of slope deformation which occurs in different geological conditions. Here may be distinguished insequent creeping and compensating creeping. It is proposed to designate all such geological structures as clinogenic structures.

Depth creep of slopes is a wide spread phenomenon which reveals not only in soil but in rock masses as well. Many different types of such deformation of slopes have been already described under various names—Talzuschub (Stini, 1952, Müller, 1955), cumbering and bulging (Hollingworth et al., 1944), Hackenwerfen (Stini, 1952) or outcrop curvature (Cotton, 1949), гравитационные структуры—gravitational structures (Шульц, 1961) etc.

A common cause of all these deformation is the special stress condition which originates in rock masses due to their own weight when they are bounded by inclined surfaces. The stress distribution in slope bodies is far from being uniform. It depends not only on geometrical features of the slope and values of unit weight of rocks but on distribution of residual stresses in rock masses due to the overconsolidation, drying, tectonical stresses etc.

The rate of creep deformation depends on time and values of mobilized shear strength. The creep deformation reveals in those parts of slope body where the shear strength is not mobilized totally to cause shear, i.e. plastic failure, but it is mobilized enough to cause creep (Ter-Stepanian, 1963).

The creep deformation of rocks proceeds extremely slow, and therefore the process of creep in rock masses is of a secular nature.

The character of creep deformation depends on the rheological properties of rocks and on the relation between the position of beds and that of the slope. Three main groups of types of creep deformations in rock masses may be easily distinguished: planar, rotational and general.

PLANAR DEPTH CREEP OF SLOPES

Planar depth creep occurs on long slopes when the strata or the boundaries between rocks and loose products of weathering dip parallel to the slope and rocks have different rheological characteristics.

In long slopes the thickness of strata is usually incomparably less than the height of the slope; therefore the influence of edges of strata on the stress distribution may be neglected (conception of an infinite slope).

In such slopes all the verticals may be considered as adequate; then the character of the creep deformation of the layer will depend only on the distance from the surface and rheological properties of the layer considered.

To the planar depth creep belong the following phenomena described by different authors: creeping of slabs; consequent creeping; creeping away of blocks; outcrop creeping and terminal creeping. Their description is given below.

1. *Creeping of slabs.* This type of slope deformation occurs in stratified or jointed rocks when the slope is orientated parallel to the bedding planes of the stratified mass and the monolithic slab *A* separates from the inclined base *B* by a thin layer *C* of weathered rock or other weak material (Fig. 1*). Creep deformations take place in this layer; they may be caused by vertical tectonic movement which leads to the gradual increase of slope inclination or to the weathering which leads to the gradual decrease of shear strength of the layer underlying the slab (Terzaghi, 1950). The fluctuations of the rate of depth creep of the mentioned layer may be caused by variations of piezometric level due to the changes of condition of water inlet during heavy rainstorms or rapid melting of snow in the upper part of the slope or the conditions of groundwater outlet in the lower part of the slope.

Creeping of slabs proceeds in many mountainous countries. At least 20 big landslides took place during the last millenium on the southern slope of Rossberg mountain in Switzerland (Kopp, 1936); in all these cases slabs of Tertiary Nagelflu (conglomerate with calcareous binder) crept on the marl beds. A classical example of gradually accelerated creeping of a slab on this slope preceded the biggest landslide near Goldau in 1806 (Heim, 1932; Terzaghi, 1950). The process of creeping started not later than for 20 years before the landslide and accelerated in wet years 1799, 1804 and 1805 (Zay, 1807).

2. *Consequent** creeping.* This type of slope deformation occurs in the stratified rocks too, when the slope is orientated parallel to the bedding planes, but the geological structure represents an alternation of strong and weak strata (Fig. 2). The depth creep develops in weak layers while the strong ones displace without deformation. As a result of such type of creeping a vertical line *AB* transforms into a complex line *AC* composed of S-like sections in weak strata and vertical segments in strong ones. The mechanism of these deformations was shown in another publication (Ter-Stepanian, 1963). Since the bed position remains unaltered these deformations may be revealed by special measurements, e.g. in observational wells (Ter-Stepanian, 1965a). The transition from the depth creep phase to the catastrophic slide usually occurs along

* Figures see p. 67-69.

** Terms „consequent“, „asequent“ and „insequent“ were introduced by Prof. Saverensky when analysing landslide phenomena (Саваренский, 1939).

one of the soft strata when the shear strength is totally mobilized; DD is the potential surface of sliding.

3. *Creeping away of blocks.* This type of slope deformation occurs in cases when the rigid slab lying on an inclined bedding plane and separated into blocks by vertical fissures is underlain by weathered rocks or another plastic material. These fissures often form an orthogonal network. The movement of lower A blocks starts earlier and proceeds quicker than that of upper B , C blocks (Fig. 3). Therefore, the blocks creep away from one another over the plastic layer D and an orthogonal system of paths E between blocks is formed. An example of such creeping represents the Labyrinth in Khosta near Sochi on the Black Sea shore of Caucasus; here blocks of the Upper-Cretaceous limestone creep away along the bedding plan; the angle of dip equals 10° . The average width of blocks is 6–8 meters while the width of paths between blocks ranges from 3–5 centimeters in the upper part of the slope up to 12 meters in its lower part. Some examples of such deformations were described by C.F.S. Sharpe (1938), who calls them „rock cities“.

4. *Outcrop creeping.* This type of slope deformation occurs when steeply dipping strata outcrop near the day surface, the contact with the overlying talus deposits being parallel to the slope and the upper edges of rocks are in the zone of phase transformation of water (freezing and thawing) or of seasonal changes of temperature and moisture (Fig. 4). This leads to the downhill migration of products of weathering and to the formation of hooked rock creep (Ter-Stepanian, 1965b). This phenomenon is not the result of physical creeping in the rheological sense only, but of the stimulating effect of the mentioned seasonal changes which enables the downhill movement of disintegrated fragments. W. Penk (1924) ascribed this phenomenon to the mechanical action of moving masses on their beds. Its result is the outcrop curvature (Cotton, 1949).

5. *Terminal creeping.* The geological conditions of this type of slope deformation differs from the preceding one in that respect that the thickness t of the talus deposits covering the upper edges of steeply dipping beds exceeds the depth d of the zone of seasonal changes of temperature, moisture and phase transformation of water (Fig. 5). Planar depth creep occurs in the upper loose layer A ; the rate v of creep reaches its maximum v_m at the contact BC with the underlying rocks (Ter-Stepanian, 1963, 1965b). After transition to these rocks the rate of depth creep decreases by several orders. Since the boundary DE between the weathered and unweathered rocks is approximately parallel to the slope FG the creep is planar. The deformations must be determined as creep in the rheological meaning. Its result is the terminal curvature*. One can find some examples of this by M. Singer (1932).

* Terms „outcrop curvature“ and „terminal curvature“ ought to be considered as synonyms (Sharpe, 1938), corresponding to the German term Hackenwerfen (Stini, 1952). Here an attempt is made to differentiate this term, according to the conditions of creep manifestation determined by the thickness of talus cover.

ROTATIONAL DEPTH CREEP OF SLOPES

Rotational depth creep occurs on short slopes when the slope body consists of homogeneous rock masses. The position of creeping zone is determined by conditions of stress distribution. This zone *A* is formed in a certain depth approximately underneath the slope toe where the values of the coefficient $\tan \theta$ of mobilized shear strength exceed the bond value $\tan \theta_0$ (dash line, Fig. 6).

The rate of creep deformation is proportional to the excess $\tan \theta - \tan \theta_0$. Creep deformations concentrate at first in this zone and cause slow rotation along the potential surface *BB* of sliding around a certain centre *C*. Due to the progressive creeping the re-distribution of stresses occurs and a stretched curved belt *D* is involved in the process with time (full line, Fig. 6).

To the rotational depth creep belong two types of slope deformation: asequent creeping and S-like creeping.

1. *Asequent creeping* (Fig. 6) takes place in rock masses without bedding or lamination. The determination of this deformation is not easy because of the absence of indicating layers. In some cases this type of creeping may be established by formation of slickensides due to the orientation of scale-like particles along the direction of creeping or by other similar evidence.

2. *S-like creeping* differs from the preceding case in that respect that the rock masses represent steeply dipping beds of rocks having values of the coefficient of viscosity of the same order. Due to secular creeping the part of beds located in the above-mentioned belt *D* bends gradually and takes an S-like form (Fig. 7).

If the beds extend up to the day surface the weathered edges of strata may also experience outcrop or terminal creeping. In these cases a combination of two types of creeping may be observed. A landslide in one of the alpine valleys may serve as an example (Talobre, 1957).

GENERAL DEPTH CREEP OF SLOPES

General depth creep is a wide spread kind of slope deformation which manifests when the geological structure of the slope body differs from the above mentioned simple ones. There are many varieties of general depth creep which are not yet well differentiated. The following two types may be easily distinguished: insequent creeping and compensating creeping.

1. *Insequent creeping* takes place when the inclined competent strata *A* are being deformed as a result of creeping of underlying incompetent layers *B* (Fig. 8). Due to the creeping of the lower soft strata, the support weakens and the creeping extends on the overburden hard rocks. The direction of creeping intersects the plane of stratification. Such was the mechanism of great Turtle Mountain landslide of 1903 near Frank, Alberta (Canada), where finally about 30 millions of cubic metres

of rocks were involved in rapid movement (Fig. 8). The overlying limestone stones were broken by a system of fissures deeply cutting the reverse slope of the mountain in the phase of depth creep (Terzaghi, 1950; McConnell and Brock, 1904).

Compound types of creeping of slopes may be observed depending on the geological structure of the slope body. One of such cases is when the strata dip towards the slope, the inclination of the bedding is less than that of the slope and some of the lower layers are incompetent. Consequent creeping occurs in the lower part of the slope body along incompetent layers while insequent creeping takes place in the upper part of the body. The result is a system of fissures which intersect the bedding in this part*.

2. *Compensating creeping* originates in erosion valleys with horizontal bedding when competent A strata are underlain by incompetent B ones (Fig. 9). Due to erosion the unloaded bottom C of the valley bulges upward; the incompetent strata exhibit minor folding D. The slopes of the valley experience subsidence followed by breaking of competent rock masses into blocks. The blocks are inclined and move towards the bottom of the valley. The result of this deformation is bulging in the middle part of the valley and cambering in the lateral parts.

As an example may serve the large-scale creep disclosed by quarrying operation in the Northampton ironstone field in Central England (Hollingworth et al., 1944). Other cases were observed in Siberia (Пальшин и Тржцинский, 1963) and Czechoslovakia (Záruba, 1956).

For better understanding the difference between the compensating and insequent creeping one can compare the base failure and the slope failure, known in soil mechanics.

The above-mentioned does not exhaust all possible types of depth creep of slopes in rock masses.

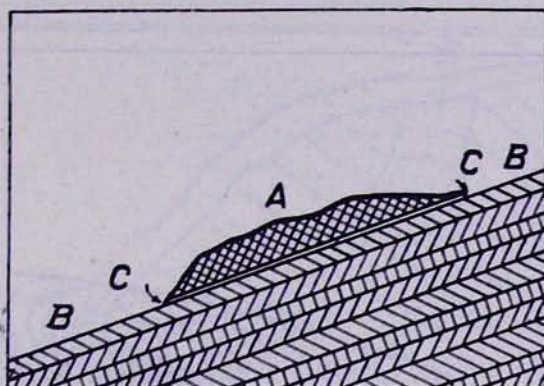
Sometimes the superficial geological structures which are formed as a result of creeping of rocks or soils on slopes are referred to as gravitational structures (Шульц, 1961); they are opposed to the tectonic structures. Since gravity inevitably participates in all processes in the Earth the term „gravitational“ is inexact. It is proposed to call all such superficial structures as *clinogenic*, stressing the unique cause of their formation—the inclination or sloping of the surface.

ԳՐԱԿԱՆ ՈՒԹՅՈՒՆ — ЛИТЕРАТУРА — REFERENCES

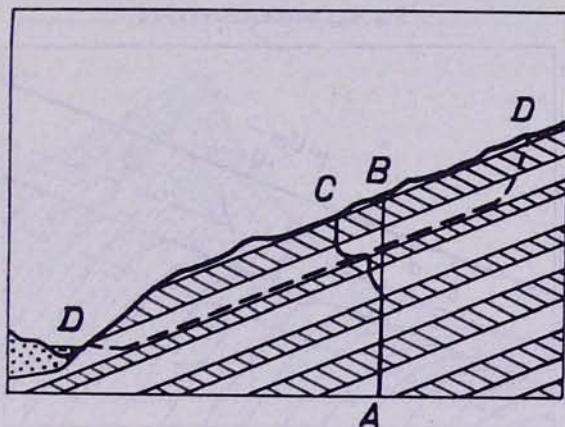
- Sisr-Umbafanjani Գ., 1965. Հանքերի խորքային սողքի տեսության դրսևորումը, ՀՍՍՀ ԳԱ Տեղեկագիր, Գիտ. հրկրի մասին, 18(1):47-59.
- Пальшин Г. Б. и Тржцинский Ю. Б., 1963. Оползни. В кн. «Братское водохранилище, инженерная геология территории». Изд. АН СССР, Москва, 130—149.

* Such a case of compound creeping was demonstrated by S. Novosad (1967) in his discussion of the present paper at the Congress.

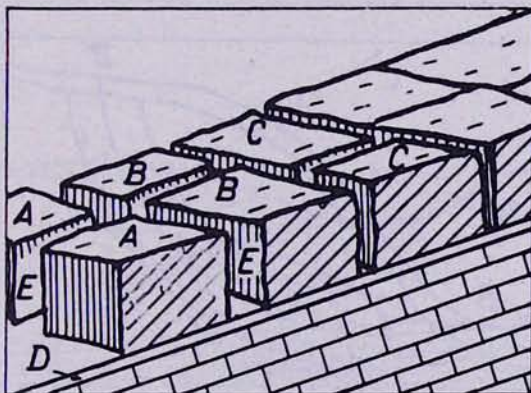
- Пенк В., 1961. Морфологический анализ. Госгеолиздат, Москва.
- Саваренский Ф. П., 1939. Инженерная геология, 2 изд. ГОНТИМ, Ленинград.
- Талобер Ж., 1960. Механика горных пород. ГНТИ литературы по горному делу, Москва.
- Тер-Степанян Г. И., 1961. О длительной устойчивости склонов. Изд. АН Арм. ССР, Ереван.
- Тер-Степанян Г. И., 1964. О механизме образования загиба голов пластов. ДАН Арм. ССР, т. 38 (2): 93—99.
- Тер-Степанян Г. И., 1965. Полевое определение реологических характеристик грунтов на склонах. ДАН Арм. ССР, 40 (1): 7—12.
- Терцаги К., 1958. Механизм оползней. В сб. «Проблемы инженерной геологии», Москва, Изд. Иностран. литер., 1: 174—219.
- Шульц С. С., 1961. Поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. Ученые записки ЛГУ, Изд. Ленинградского университета, Л., 298: 3—26.
- Cotton C. A., 1949. Geomorphology. 5 ed., N. Y., J. Wiley & Sons.
- Heim Alb., 1932. Bergsturz und Menschenleben. Beibl. z. Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesell. Zürich, Jg. 77, No. 20, Geol. Nachlese Nr. 30.
- Hollingworth S. E., Taylor J. H. and Kellaway G. A., 1944. Large-scale superficial structures in the Northampton Ironstone Field. Geol. Soc. London, v. C., n. 397—398, p. 1—44.
- Kopp J., 1936. Die Bergstürze des Roßberges. Eclog. geol. Helv. 29(2): 490—493.
- McConnel R. G. and Brock R. W., 1904. Report on the great landslide at Frank, Alberta. App. to „Ret. Subt. Mines“, Canada Dept. Interior, Ann. Rept. 1902—1903, pt. 8.
- Müller L., 1955. Die Sicherung des linken Landpfellers am Kraftwerk Sarobi (Afghanistan) gegen den Talzusub des Gebirges. Geol. und Bauwes., 21(4): 149—161.
- Novosad S., 1967. Discussion on natural and excavated slopes. Proceedings, First Congress, Internat. Soc. Rock Mech., Lisbon 1966. 3: 469.
- Penk W., 1924. Die morphologische Analyse. Geograph. Abhandl., 2 Reihe, H. 2., Berlin, L. Engelhorn.
- Sharpe C. F. S., 1938. Landslides and related phenomena. N. Y., Columbia University Press.
- Singer M., 1932. Der Baugrund. Wien, Springer.
- Stini J., 1952. Neuere Ansichten über „Bodenbewegungen“ und über ihre Beherrschung durch den Ingenieur. Geol. und Bauwes., 19(1): 31—54.
- Talobre J., 1957. La mécanique des roches appliquée aux travaux publics. Paris, Dunod.
- Ter-Stepanian G., 1963. On the long-term stability of slopes. Norwegian Geotechnical Institute, Publications, 52: 1—14.
- Ter-Stepanian G., 1965a. In-situ determination of the rheological characteristics of soils on slopes. Proceedings, Sixth Internat. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Montreal, 2: 575—577.
- Ter-Stepanian G., 1965b. Über den Mechanismus des Hackenwerfens. Felsmechanik u. Ingenieurgeologie, 3(2): 43—49.
- Terzaghi K., 1950. Mechanism of landslides. Geol. Soc. Am., Berkeley vol., 83—123.
- Záruba Q., 1965. Deformace hornin vzniklé vytlačováním podloží. Rozpravy Československé Akademie Věd, 66(15).
- Zay K., 1807. Goldau und seine Gegend, wie sie war und was sie geworden. Zürich, Orell, Füssli et Co.



Նկ. 1. Սալերի սահում
Рис. 1. Сползание плит
Fig. 1. Creeping of slabs



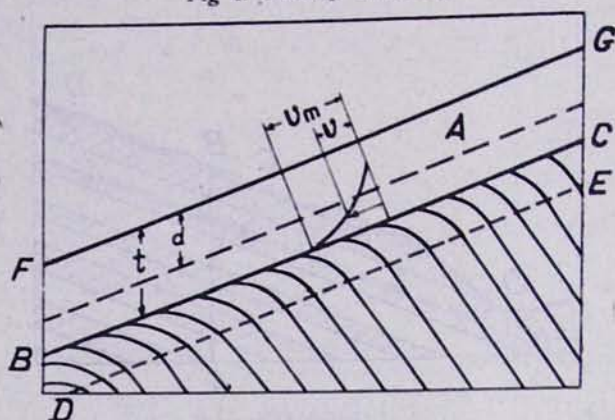
Նկ. 2. Կոնսեկվենտ սող
Рис. 2. Консеквентная ползучесть
Fig. 2. Consequent creeping



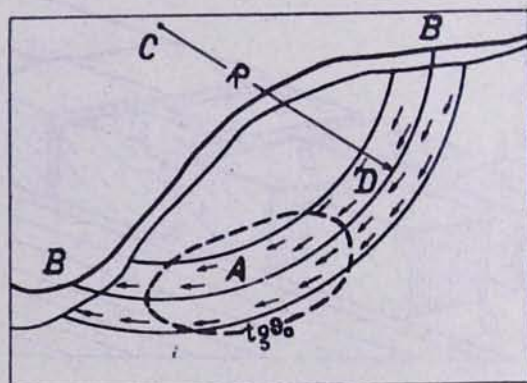
Նկ. 3. Բլոկների տաքսսողում
Рис. 3. Расползание блоков
Fig. 3. Creeping away of blocks



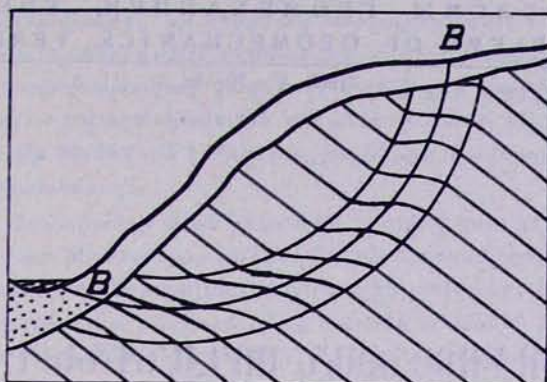
Նկ. 4. Մերկացումների սող
Рис. 4. Ползучесть обнажений
Fig 4. Outcrop creeping



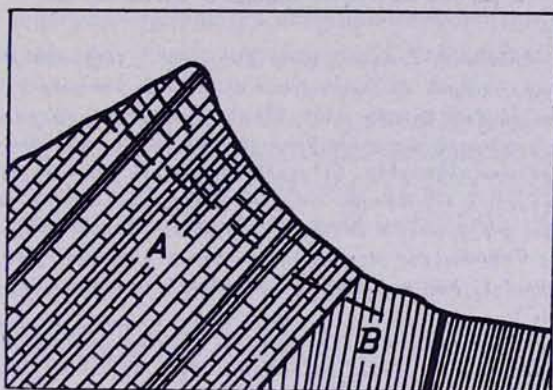
Նկ. 5. Շերտազրկման սող
Рис. 5. Ползучесть голов пластов
Fig. 5. Terminal creeping



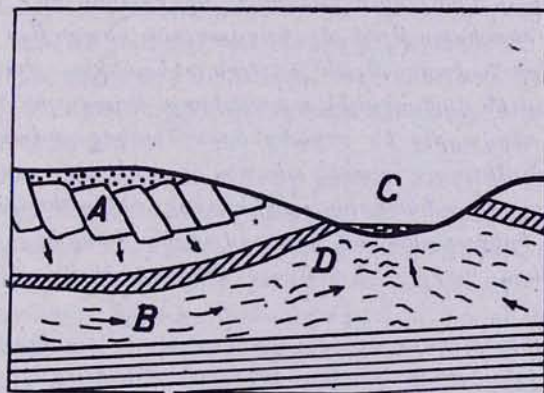
Նկ. 6. Ասեկվենտ սող
Рис. 6. Асеквентная ползучесть
Fig 6. Asequent creeping



Նկ. 7. S-ափերայ սող
Рис. 7. S-образная ползучесть
Fig. 7. S-like creeping



Նկ. 8. Ինսեկվենտ սող
Рис. 8. Инсеквентная ползучесть
Fig. 8. Insequent creeping



Նկ. 9. Կոմպենսացիոն սող
Рис. 9. Компенсационная ползучесть
Fig. 9. Compensating creeping