

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Г. И. ТЕР-СТЕПАНЯН

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ ГЛУБИННОЙ ПОЛЗУЧЕСТИ СКЛОНОВ*

Природа глубинной ползучести склонов

Медленные гравитационные движения горных пород на склонах изучались многими исследователями; в последнее время они были уточнены проф. К. Терцаги, который выделил „постоянную ползучесть“ [7] или „массовую ползучесть“ [8].

Одним из видов этих движений являются процессы, развивающиеся в оползневом очаге, т. е. в той области тела откоса, в которой наблюдается местная концентрация касательных напряжений. Эти движения обладают широким распространением; они представляют собой фазу, предшествующую катастрофической фазе оползневого процесса. Их изучение вскрывает механизм оползания и может содействовать своевременной борьбе с оползнем в подготовительном периоде его развития, когда проведение противооползневых мероприятий наиболее эффективно. Анализ этих деформаций в сопоставлении с ходом развития оползнеобразующих факторов является также необходимым элементом, позволяющим в ряде случаев в периоды затишья оползневой деятельности безопасно эксплуатировать сооружения, находящиеся на склоне и своевременно принимать предупредительные меры при активизации оползня.

Медленные движения этого типа называются „глубинной ползучестью склонов“ [3]; они проявляются более или менее постоянно, хотя скорость этих движений подвержена колебаниям, связанным с изменением интенсивности оползнеобразующих факторов.

Полный цикл оползания складывается из фазы глубинной ползучести, могущей длиться годами, и фазы среза, когда происходит быстрое кратковременное оползание [4, 5]. В одних случаях оползневой процесс ограничивается одним полным циклом, в других—такие циклы могут повторяться. На некоторых склонах после полного цикла оползания начинается следующий, который ограничивается только фазой глубинной ползучести (неполный цикл). В случае „пластических оползней“ в медленное непрерывное движение вовлекаются земляные массы значительной мощности. Этот процесс никогда не достигает быстрого

* Доклад IV Международному конгрессу по механике грунтов и технике фундаментирования, Лондон, 1957.

среза, но постоянно находится в фазе глубинной ползучести. Поэтому эти явления можно рассматривать как неразвившиеся оползни.

Принципиальное различие между медленной глубинной ползучестью, захватывающей широкие зоны деформации и быстрыми оползнями, происходящими по поверхностям скольжения сказывается и в характере возникающих оползневых структур; их крайними представителями являются флюидалные и кластические структуры. Это различие позволяет распознавать характер оползневых явлений, имевших место в геологическом прошлом, по ископаемым оползням, обнаруживающимся во внутрiformационных нарушениях.

Деформативные свойства грунтов при сдвиге

Для количественной оценки глубинной ползучести склонов необходимо изучение деформативных свойств грунтов при сдвиге. Это изучение должно проводиться над девственными образцами грунта в начальной стадии деформаций и в области, расположенной за пределами временного сопротивления срезу, когда достигается постоянное сопротивление.

Для подобных исследований наиболее приспособлены кольцевые вращательные приборы. Один из приборов этого типа был сконструирован автором.

Данные о деформативных свойствах грунтов при сдвиге немногочисленны. Некоторые факты более или менее установлены. Они позволяют следующим образом аппроксимировать деформативные свойства грунтов при сдвиге.

1. Процесс сдвига до достижения временного сопротивления срезу, при небольшой длительности действия касательных напряжений, делится на три фазы, отличающиеся характером кривых зависимости деформации от времени: стабилизации, ползучести и среза. После среза сопротивляемость грунта падает и достигает постоянной величины τ_c . При большой длительности действия касательных напряжений, фаза ползучести переходит в фазу стабилизации или в фазу среза.

2. В фазе ползучести имеется прямолинейная зависимость между величиной касательного напряжения и скоростью деформации, достигнутой к определенному моменту времени после приложения этого напряжения [6]. Медленное пластическое течение начинается при предельном напряжении сдвига τ_0 .

3. В пределах небольших изменений нормальных напряжений грунта при одном и том же значении касательных напряжений имеется приблизительно обратная пропорциональность между величинами нормальных напряжений и приведенных деформаций сдвига γ_0 ; здесь приведенной деформацией сдвига называется отношение деформации γ сдвига к приведенной высоте h_0 образца грунта, $\gamma_0 = \frac{\gamma}{h_0}$. Отсюда, если напряженное состояние грунта выражать через отношение касатель-

ных напряжений τ , к нормальным σ , или коэффициент сдвига, $f = \frac{\tau}{\sigma}$, то приведенную деформацию сдвига грунта можно рассматривать как функцию этой величины, независимо от абсолютных значений нормальных и касательных напряжений.

Зоны деформации склона

В напряженном грунтовом массиве деформации будут происходить вдоль тех площадок, для которых отношение касательных напряжений к нормальным является наибольшим, т. е. по площадкам угла наибольшего отклонения полного напряжения от нормали. Отсюда следует, что тангенсы углов наибольшего отклонения ρ равняются коэффициентам мобилизованного сдвига грунта:

$$\operatorname{tg} \rho = f \quad (1)$$

Область предельного напряженного состояния грунта, ограниченного горизонтальной поверхностью, находящегося под действием собственного веса находится на значительных глубинах, существенно превышающих высоты природных откосов. Поэтому концентрация напряжений, вызванная существованием откоса, представляет собой чисто местное явление, влияние которого быстро убывает как в глубину, так и по горизонтали.

Так как деформации сдвига определяются величинами мобилизованного коэффициента сдвига, то система изолиний наибольших углов отклонения ρ позволяет разделить всю область склона на три зоны:

1. Зона *стабилизации*, ограниченная изолинией $\rho_0 = \operatorname{arctg} f_0$, где $f_0 = \frac{\tau_0}{\sigma}$. В этой зоне значения мобилизованного сопротивления сдвига ниже предельного напряжения сдвига τ_0 .

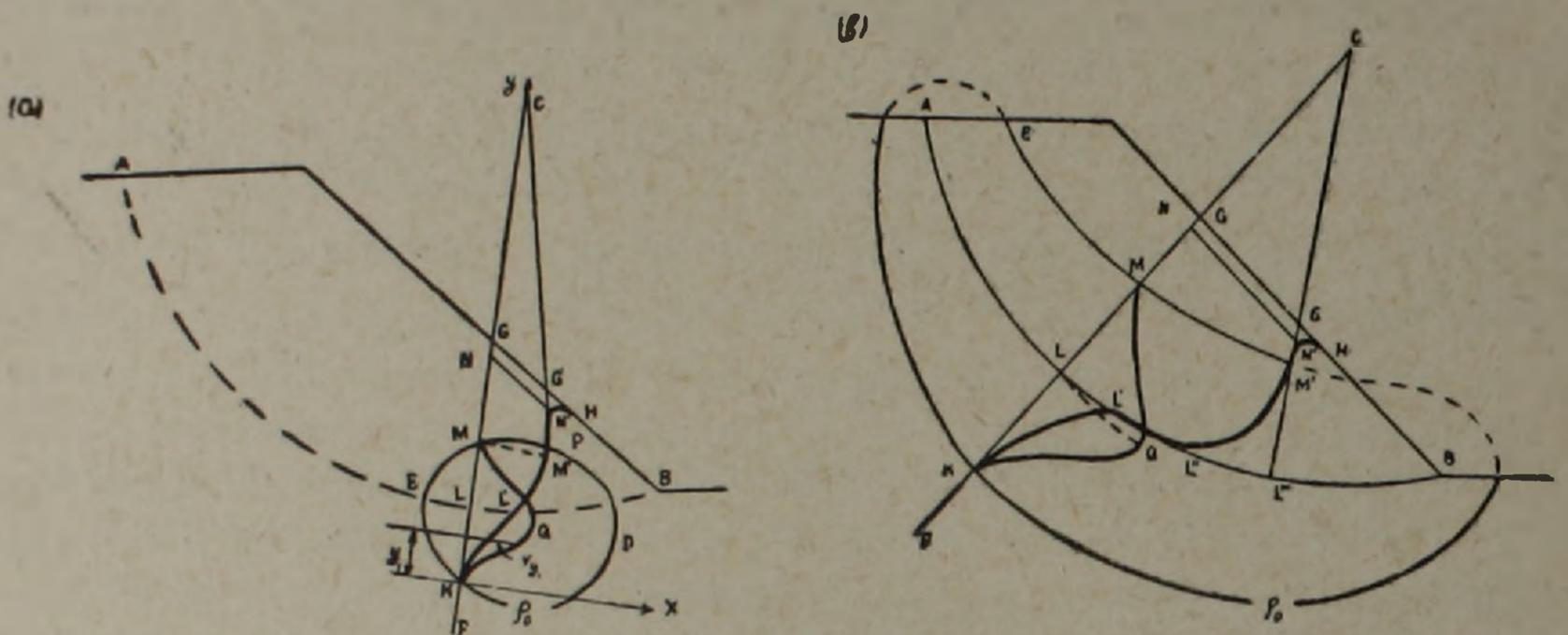
2. Зона *ползучести*, заключенная между изолиниями ρ_0 и $\rho_c = \operatorname{arctg} f_c$, где $f_c = \frac{\tau_c}{\sigma}$. Эта зона характеризуется постоянной скоростью деформации.

3. Зона *среза*, ограниченная изолинией ρ_c . В этой зоне имеет место предельное напряженное состояние, так как удовлетворяется условие пластичности.

При изменении напряженного состояния откоса изменяются и границы этих зон. При уменьшении коэффициента устойчивости склона, вдоль потенциальной поверхности скольжения, начиная от оползневого очага, возникают или развиваются островообразные зоны среза. При своем дальнейшем развитии эти зоны захватывают всю большую часть поверхности скольжения, пока наконец, не произойдет общее обрушение откоса (фаза среза).

Переход от ползучести к срезу

Образование широких зон деформации в фазе глубинной ползучести и *поверхностей* скольжения в фазе среза иллюстрируется фиг. 1. На фиг. 1а показана деформация склона в фазе глубинной ползучести. Здесь AB —потенциальная кривая скольжения, которая для упрощения заменена другой окружности с центром C ; $KMDE$ —изолиния угла наибольшего отклонения ρ_0 ; $FKMG$ и $FKM'G'$ —отрезки произволь-



Фиг. 1.

ной линии, проходящей через C , до и после деформации, соответственно, происходящей вследствие глубинной ползучести.

В пределах зоны ползучести KM имеет место течение материала с максимальным градиентом скорости в точке L (кривая относительной скорости KQM). В области MNP деформации вследствие глубинной ползучести не происходит, но имеет место общее смещение всей массы грунта, вызванное течением нижележащей зоны ползучести MKD . Наблюдаемое на дневной поверхности перемещение GH есть суммарный результат глубинной ползучести склона GG' и поверхностной ползучести $G'H$, происходящей в поверхностном слое грунта NG .

В фазе среза (фиг. 1б) зона глубинной ползучести расширяется. На поверхности скольжения AB к деформации глубинной ползучести LL' добавляется значительно большая по величине деформация среза $L'L''$ (для удобства изображения на чертеже длина отрезка $L'L''$ существенно сокращена). Движение поверхностной точки G есть результат поверхностной ползучести $G'H$, глубинной ползучести $LL' + L''L'''$ и среза $L'L''$. Так как первые две составляющие пренебрежимо малы по сравнению с деформацией среза, то наблюдаемое на поверхности склона смещение GH практически целиком относится к срезу, происходящему по поверхности скольжения AB .

Только в этом смысле можно говорить о переходе от зон деформации в фазе глубинной ползучести к поверхностям среза в фазе среза.

Скорость глубинной ползучести склона

Скорость движения грунта в пределах зоны глубинной ползучести будет различной. Рассмотрим распределение скоростей по линии CF в пределах тела откоса. Выберем начало координат в точке K и направим оси координат, как показано на чертеже. На границах зоны ползучести (точки K и M , фиг. 1а), относительная скорость равна нулю, а у потенциальной кривой скольжения AB (точка L)—наибольшая. Функциональная зависимость между составляющей относительной скорости глубинной ползучести и ординатой y будет определяться законом изменения величины угла наибольшего отклонения ρ .

Для приближенного определения скорости движения склона в фазе глубинной ползучести можно воспользоваться реологическим уравнением Бингама:

$$\tau - \tau_0 = \eta \frac{dv}{dy} \quad (2)$$

где τ —касательное напряжение, действующее на площадку угла наибольшего отклонения, v —скорость движения грунта вдоль этой площадки и η —коэффициент вязкости грунта.

Разделив обе части уравнения на величину нормального напряжения, действующего на ту же площадку и преобразовав, получим:

$$dv = \lambda (f - f_0) dy$$

где величина $\lambda = \frac{\sigma}{\eta}$ представляет собой коэффициент текучести грунта; он имеет размерность 1/сек.

Дифференциал скорости точки вдоль оси x будет

$$dv_x = \lambda (f - f_0) \sin \alpha dy$$

где α —угол между нормалью к площадке наибольшего отклонения и осью x . Интегрируя это выражение получим:

$$\int_{v_k}^{v_x(y_1)} dv = \lambda \int_0^{y_1} (f - f_0) \sin \alpha dy$$

Из граничных условий известно, что $v_k = 0$. Учитывая (1) и произведя преобразования, находим составляющую абсолютной скорости глубинной ползучести склона

$$v_x(y) = \frac{\lambda}{2} \int_0^{y_1} \left[\sqrt{\frac{(\sigma_y - \sigma_x)^2 + 4 \tau_{xy}^2}{\sigma_y \sigma_x + \tau_{xy}^2}} - f_0 \right] \sin \alpha dy$$

где σ_x , σ_y и τ_{xy} —компоненты напряжений в рассматриваемой точке. Наибольшая абсолютная скорость получается при $y_1 = KM$.

По мере развития деформации в зоне глубинной ползучести из-

меняется напряженное состояние склона. Это отражается на размещении изолинии углов наибольшего отклонения и в свою очередь вызывает изменение скорости глубинной ползучести. Внешне это обнаруживается в явлении расширения или миграции оползневых очагов.

Интерпретация результатов наблюдений за движением оползней

Наблюдения за движением оползней по смещению реперов и развитию трещин позволяет судить о расположении и развитии оползневого очага и в ряде случаев составлять прогнозы оползней.

Наблюдения за временем проявления деформации позволяют различить следующие два типа движения склона:

а) движение всего массива начинается одновременно; кривые скорости смещения всех реперов имеют равные и одновременные экстремумы; в среднем отделе оползня трещины отсутствуют. Такие случаи наблюдаются на небольших оползнях;

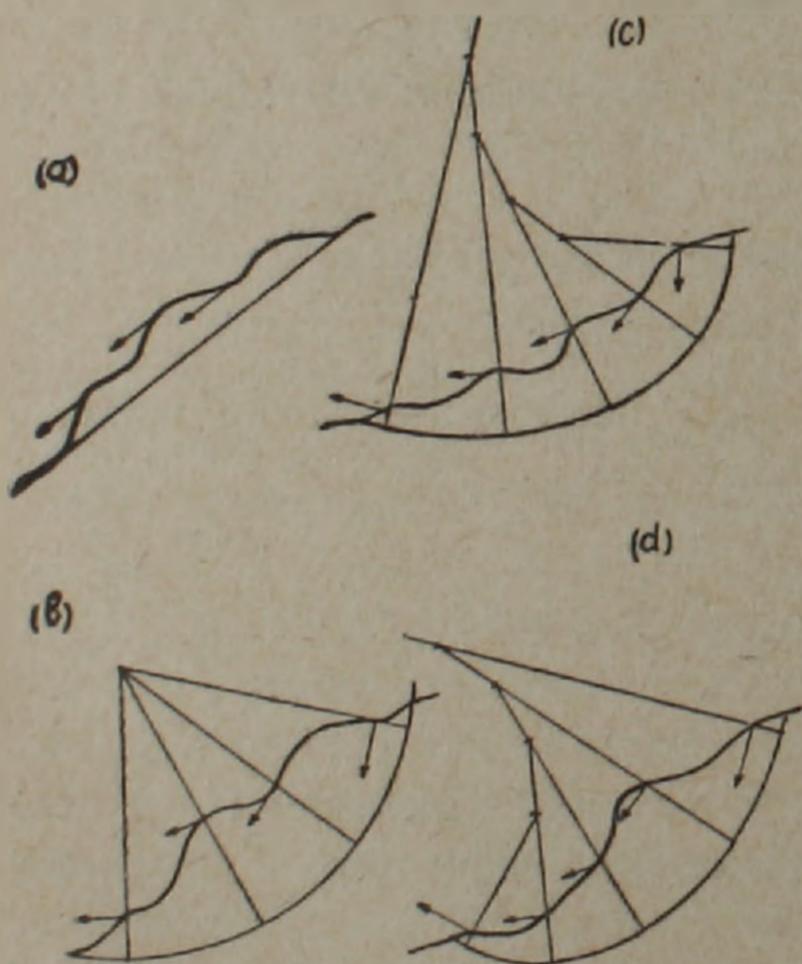
б) движение земляного массива начинается в оползневом очаге и постепенно распространяется по склону: прогрессивно вниз по склону и регрессивно вверх по склону. Кривые скорости смещения реперов, расположенных над оползневым очагом, показывают более ранние экстремумы. В среднем отделе оползня, ниже очага оползания наблюдаются горизонтальные трещины сжатия, а выше очага — горизонтальные трещины растяжения (см. ниже классификацию трещин). В

зависимости от местоположения оползневого очага, некоторые из этих типов трещин могут отсутствовать.

Во всех случаях в верхних отделах оползней возникают опущенные трещины растяжения, а в нижних — поднятые трещины сжатия.

Соотношение между формой поверхности скольжения и направлением векторов смещения показаны на фиг. 2: (а) поверхность скольжения плоская (фиг. 2а), векторы смещения реперов параллельны этой поверхности; (б) поверхность скольжения представляет собой дугу круга, нормали к векторам смещения пересекаются в его центре (фиг. 2б); (с) поверхность скольжения криволинейная, кривизна уменьшается вниз по склону (фиг. 2с);

(d) то же, что (с), но кривизна увеличивается вниз по склону (фиг. 2d). В последних двух случаях в средней части склона возникают горизонтальные трещины растяжения или сжатия, соответственно.



Фиг. 2.

Анализ деформации склонов

Для оценки среднего напряжения склона служит понятие *степени сдвига* R склона. Это отношение средневзвешенного коэффициента мобилизованного сдвига к грунту по потенциальной поверхности скольжения к полному коэффициенту сдвига при постоянной сопротивляемости:

$$R = \frac{1}{lf_c} \int_l f dl$$

Здесь l —длина кривой скольжения (в плоской задаче). Величина R показывает, какая часть общей сопротивляемости сдвигу является в среднем мобилизованной в результате имевшей место деформации склона. При наступлении фазы среза R равняется единице.

Общее и сезонное изменение интенсивности оползнеобразующих факторов, выражающееся в колебаниях степени сдвига склона, вызывает соответствующие изменения скорости смещения оползневых реперов.

На фиг. 3 показан схематический график деформации склона, на котором оползание происходит вследствие инфильтрации атмосферных осадков [7]. Здесь по оси абсцисс отложено время t , а по оси ординат степень сдвига склона R (вверх) и скорость глубинной ползучести v (вниз).

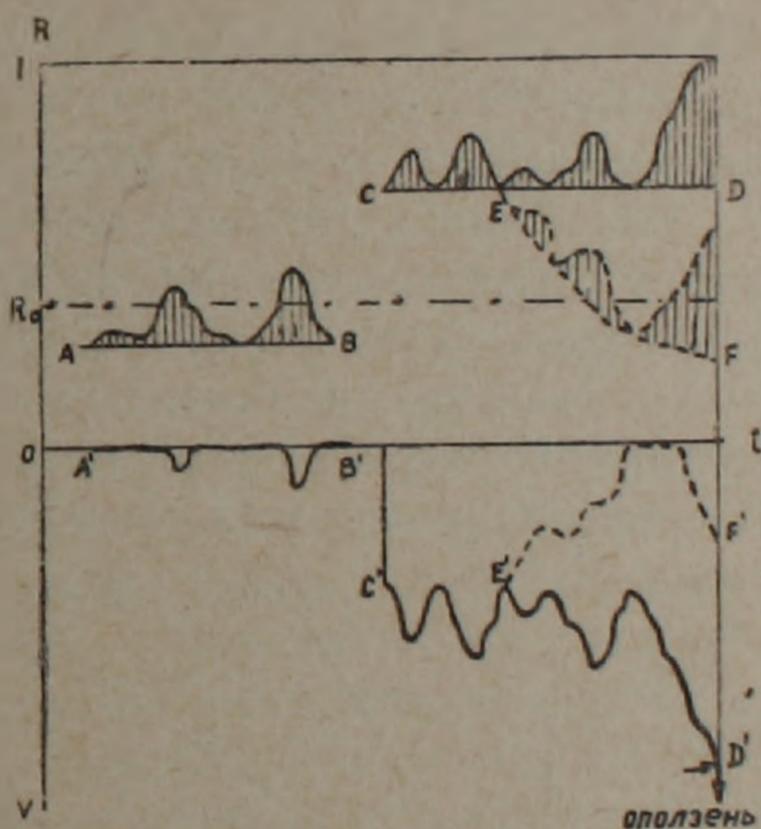
Линия AB относится к вполне устойчивому склону (R преимущественно меньше, чем $R_0 = \frac{f_0}{f_c}$).

При сезонных колебаниях степени сдвига R склона, она иногда превышает R_0 , что вызывает небольшие деформации склона, обычно незаметные и безвредные (кривая скоростей $A'B'$).

Линия CD относится к склону постоянно находящемуся в фазе глубинной ползучести. Сезонные колебания степени сдвига склона вызывают изменения скорости движения (линия $C'D'$) и при стечении неблагоприятных обстоятельств происходит оползень (точка D). Своевременно осуществленные меры могут спасти склон (линия EF).

Этим же путем могут быть построены графики деформации склонов, происходящих и по другим причинам, например вследствие выветривания или быстрого понижения уровня воды.

Анализ многочисленных случаев оползаний на склонах подтверждает связь между интенсивностью оползнеобразующих факторов и



Фиг. 3.

нарастанием скорости смещения в фазе глубинной ползучести. Имеется связь между характером фазы глубинной ползучести и масштабом подготовляющегося оползня: чем крупнее оползень, тем раньше он себя проявляет, тем длительнее идет нарастание скорости смещения, тем более грозные симптомы предстоящей катастрофы [5]. Поэтому изучение механизма оползания в фазе глубинной ползучести может дать ключ к предсказанию ожидаемых событий.

Только в немногих случаях, как, например, при оползнях, происшедших вследствие землетрясений или внезапного разжижения песков, оползание происходит почти внезапно [7].

Наблюдения за движением оползней

Эффективность наблюдений за движением оползней тесно связана с их систематичностью и точностью: чем точнее ведутся эти наблюдения, тем раньше может быть обнаружена подвижность склона, тем детальнее может быть проведено его исследование и могут быть улучшены условия эксплуатации склона или заблаговременно осуществлены противооползневые меры.

Для наблюдения за движением оползней, обычно, применяются створный или триангуляционный методы. Недостатком створного метода является его невысокая точность в холмистой местности, триангуляционный же метод является очень трудоемким.

Большими преимуществами обладает дифференциальный метод засечек с графическим определением перемещений, предложенный и примененный проф. Н. Г. Келль в 1928—1931 годах [1, 2]. Развивая эти исследования, автором был разработан многолучевой дифференциальный номографический метод прямых засечек и створов. Он заключается в графическом уравнивании разностей направлений и отклонений,

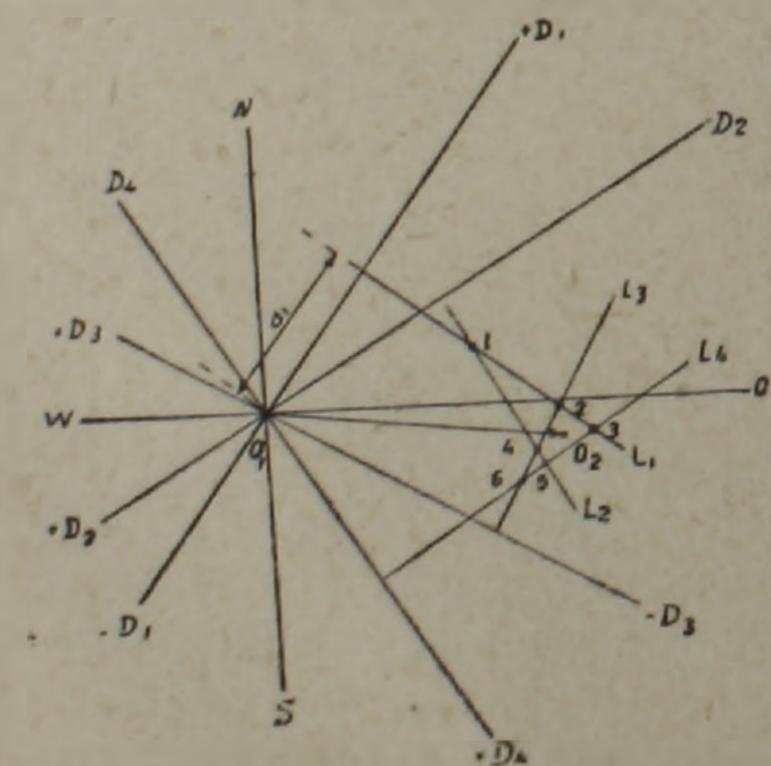
измеренных помощью точных оптических теодолитов. Принцип этого метода показан на фиг. 4.

Здесь D_i, \dots — линии перемещения, перпендикулярные к направлениям лучей; d_i, \dots — линейные перемещения, вычисляемые по измеренным разностям δ_i направлений

лучей $d_i = \frac{\delta_i}{g_i}$, где g_i — градиент

линии положения направления луча; L_i, \dots — линии положений.

Их взаимное пересечение дает фигуру смещения 1—2—3... которая графически уравнивается



Фиг. 4.

с учетом весов засечек.

В этом методе широко применяются номограммы. При всей своей

простоте, метод достаточно точен; перемещения могут быть определены с абсолютной погрешностью, не превышающей 2—4 мм.

Оползневые трещины

Для качественной оценки напряженного состояния оползневого склона могут служить оползневые трещины. Автором была составлена классификация оползневых трещин по признаку напряжений, действовавших в плоскости трещины и вызвавшей данную деформацию. Направление полного вектора деформации характеризуется вертикальным углом β , который этот вектор образует со своей проекцией на горизонтальную плоскость и горизонтальным углом α , который проекция вектора образует с нормалью к плоскости трещины.

В зависимости от горизонтального угла α различаются трещины; 1) растяжения, 2) растяжения и сдвига, 3) сдвига, 4) сжатия и сдвига, 5) сжатия. В зависимости от вертикального угла β различаются трещины: а) поднятые, б) горизонтальные; с) опущенные. Комбинация этих признаков дает различные типы трещин. Практически встречаются следующие девять типов трещин: 1а, 1б, 2а, 2б, 3, 4б, 4с, 5б, 5с (напр, тип 1а означает опущенная трещина растяжения; тип 3—трещина сдвига и т. д.).

Результаты наблюдения

Начиная с 1941 г. автором проводятся наблюдения за движением ряда крупных оползней. На оползне в апшеронских глинах был выявлен и околонтурен оползневой очаг. Наблюдения на оползне в олигоценовых глинах позволили поддерживать безопасное железнодорожное движение по оползневому участку. Оползень в эоценовых глинах показал изменение траектории движения масс в результате сопротивления, оказываемого одним из бортов. Наблюдения за оползнем в сарматских глинах позволили убедиться в стабилизации склона после имевшего место среза. На крупном оползне в нижнемеловых глинах в течение трех лет наблюдалась фаза глубинной ползучести. Был сделан прогноз фазы среза оползня, который оправдался через несколько месяцев; общее смещение склона в предсказанном месте достигло 5 м.

Выводы

Глубинная ползучесть склонов является подготовительной фазой оползания. Полный цикл оползания состоит из фазы глубинной ползучести, которая может длиться годами, и кратковременной фазы среза. Изучение фазы глубинной ползучести позволяет улучшить борьбу с оползнями и предсказывать наступление фазы среза.

Деформации глубинной ползучести склонов определяются значениями мобилизованного коэффициента сдвига. Мобилизованный коэф-

фициент сдвига равен тангенсу угла наибольшего отклонения полного напряжения. Поэтому система изолинии этого угла позволяет разделять тело откоса на три зоны: стабилизации, ползучести и среза.

В фазе глубинной ползучести происходят медленные деформации сдвига в пределах зоны ползучести. В фазе среза к этим малым деформациям добавляются значительно большие по величине деформации среза, происходящие в поверхности скольжения, по сравнению с которыми деформации ползучести оказываются пренебрежимо малыми. Вследствие этого, практически можно считать, что в фазе среза вся деформация происходит в поверхности скольжения.

Направление векторов смещения оползневых реперов и синхронность экстремумов скорости смещения этих реперов зависят от геометрических свойств поверхности скольжения. В работе рассмотрены следующие случаи поверхностей скольжения: плоская, круглоцилиндрическая и две цилиндрические, кривизна образующих которых уменьшается, или соответственно увеличивается, в направлении вниз по склону.

Осредненные напряжения массива, ограниченного откосом выражаются степенью сдвига склона. Анализ деформации склонов подтверждают связь между интенсивностью оползнеобразующих факторов и скоростью глубинной ползучести. Только в немногих случаях оползни происходят внезапно.

Для ведения геодезических наблюдений за движением оползневых реперов применяется многолучевой дифференциальный метод прямых засечек и створов, основанный на графическом уравнивании разностей направлений и отклонений, измеренных с помощью оптического теодолита. Этот метод позволяет с высокой точностью определять смещения и получать количественное выражение скорости глубинной ползучести склонов.

Для качественной оценки напряженного состояния могут быть использованы оползневые трещины; автор предлагает классификацию этих трещин, основанную на характере напряжений.

Наблюдения за движением оползней, проведенные автором на различного типа склонах подтверждают теоретическое и практическое значение исследования динамики оползней в фазе глубинной ползучести склонов.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 10.VI.57.

ԳԵՈՐԳ ԵՏԵՐ-ՍՏԵՓԱՆՅԱՆ

ԼԱՆՋԵՐԻ ԽՈՐՔԱՅԻՆ ՍՈՂՔԻ ՈՒՍՈՒՄՆԱՍԻՐՈՒԹՅԱՆ ՄԱՍԻՆ

Ա Վ Փ Ո Փ Ո Վ

Լանջերի լեռնային տալարների դանդաղ գրավիտացիոն շարժման տեսակներից մեկը հանդիսանում է այն երևույթը, որը զարգանում է սողանքային ոչախում, այսինքն լանջի այն մասում, որտեղ դիտվում է շոշափող լարումների տեղական կենտրոնացում:

Այդ շարժումներն իրենցից ներկայացնում են կատաստրոֆին նախորդող փուլ: Նրանց ուսումնասիրությունը բացահայտում է սողանքի մեխանիզմը և կարող է նպաստել ժամանակին պայքարելու սողանքի դեմ՝ նրա զարգացման նախնական շրջանում, երբ հակասողանքային գործունեությունն ավելի էֆֆեկտիվ է: Այդ դեֆորմացիաների վերլուծումը սողանք առաջացնող պատճառների զարգացման ընթացքի հետ միասին, նույնպես ներկայացնում է անհրաժեշտ էլեմենտ, որը թույլ է տալիս սողանքային գործունեության մեղմացման շրջանում անվտանգ շահագործել սողանքի վրա գտնվող կառուցվածքը և ժամանակին ձեռնարկել նախազգուշական միջոցառումներ սողանքի ակտիվացման դեպքում:

Այդ դանդաղ շարժումները կոչվում են «լանջերի խորքային սողք»: Նրանք համարյա թե միշտ հանդես են գալիս հաստատուն կերպով, մինչդեռ այդ շարժումների արագությունը ենթակա է տատանումների, որոնք կախված են սողանք առաջացնող պատճառների փոփոխման ինտենսիվությունից:

Սողանքի լրիվ ցիկլը ստացվում է խորքային սողքի փուլից, որը կարող է տևել տարիներ, և կտրման փուլից, երբ առաջանում է արագ, կարճատև սողանք: Որոշ դեպքերում սողանքային պրոցեսը սահմանափակվում է մեկ լրիվ ցիկլով, այլ դեպքերում այդպիսի ցիկլերը կարող են կրկնվել: «Պլաստիկ սողանքների» դեպքում դանդաղ անընդհատ շարժմամբ ընդգրկում են զգալի կարողության հողային մասսաներ: Այդ պրոցեսը երբեք չի հասնում արագ կտրման, սակայն մշտապես գտնվում է խորքային սողքի փուլում, հետևապես այդ երևույթները կարելի է դիտել որպես շղարգացող սողանքեր:

Լանջերի խորքային սողքի արագության մոտավոր գնահատման համար, գրունտների դեֆորմատիվ հատկությունները սահքի դեպքում, արտահայտվում են հետևյալ կերպ: (1) Սահքի պրոցեսը բաժանվում է երեք փուլի՝ կայունացման, սողքի և կտրման: Կտրումից հետո գրունտի դիմադրողականությունն ընկնում է և հասնում հաստատուն դիմադրողականության τ_c : (2) Սողքի փուլում շոշափող լարումների մեծության և դեֆորմացիայի արագության միջև գոյություն ունի ուղղաձիգ կապակցություն: Դանդաղ պլաստիկ հոսունությունը սկսվում է սահքի՝ τ_0 սահմանային լարվածության դեպքում: (3) Սահքի դեֆորմացիայի մեծությունը կախված է τ շոշափող լարումների և σ նորմալ լարումների հարաբերության մեծությունից, այսինքն սահքի գործակցից՝ $f = \frac{\tau}{\sigma}$, անկախ շոշափող և նորմալ լարումների բացարձակ մեծություններից:

Կարված գրունտային դանգվածում դեֆորմացիաները կատարվում են այն հարթակների ուղղությամբ, որոնք ունեն ամենամեծ շեղման անկյունը ρ , այսինքն այն անկյունը, որը կազմում է լրիվ լարվածությունը հարթակի նորմալի հետ: Ուստի ամենամեծ շեղման անկյունների տանգենսները հավասար են գրունտի մորֆիլոգրաֆիկ սահքի գործակիցներին $\tan \rho = f$:

Գրունտի սահմանային լարված վիճակում գտնվող տիրույթը, սահմանափակված հորիզոնական մակերեսով, գրունտի սեփական քաշի ազդեցության տակ, գտնվում է զգալի խորությունում, որը բավական գերազանցում է բնական լանջի բարձրությունը: Այդ պատճառով լարումների համակենտրոնացումը, որը բխում է լանջի առկայությունից, ունի միայն տեղական նշանակու-

թյուն, որի ազդեցությունը արագորեն մեղմանում է թե՛ ըստ խորության և թե՛ ըստ հորիզոնականի:

Քանի որ գրունտի սահքի դեֆորմացիաները որոշվում են մոբիլիզացված սահքի գործակցի արժեքներով, ապա ρ ամենամեծ շեղման անկյունների իզոգծերի սիստեմը թույլատրում է ամբողջ լանջը բաժանել երեք զոնայի:

1) Կայունացման զոնա՝ սահմանափակված $\rho_0 = \arctg f_0$ իզոգծով, որտեղ $f_0 = \frac{\tau_0}{\sigma}$: Այդ զոնայում սահքի մոբիլիզացված դիմադրության նշանակությունը փոքր է σ_0 սահքի սահմանային լարումից, և հետևաբար սահքի դեֆորմացիաները բացակայում են,

2) Սողխի զոնա՝ սահմանափակված ρ_0 և $\rho_c = \arctg f_c$ իզոգծերով, որտեղ $f_c = \frac{\tau_c}{\sigma}$: Այդ զոնան բնութագրվում է դեֆորմացիաների հաստատուն արագությամբ,

3) Կտրման զոնա՝ սահմանափակված ρ_c իզոգծով: Այդ զոնայում տեղի ունի սահմանային լարված վիճակ, քանի որ բավարարվում է պլաստիկության պայմանը:

Լանջի լարված վիճակի փոփոխման հետ միասին փոփոխվում են և այդ զոնաների սահմանները: Լանջի կայունության գործակցի փոքրացման հետեվանքով սահքի պոտենցիալ մակերևույթի ուղղությամբ, սկսած սողանքային օջախից, ծագում կամ զարգանում են կտրման կղզիաձև գոտիներ: Այդ գոտիներն իրենց հետագա զարգացման ընթացքում ընդգրկում են սահքի մակերևույթի ավելի մեծ մասը, մինչև որ վերջապես կատարվում է լանջի ընդհանուր փլուժը (կտրման փուլ):

Սողքի փուլում դեֆորմացիան ընդգրկում է շատ թե քիչ ընդլայնված զոնա, ըստ որում դեֆորմացիայի արագությունը որոշվում է շեղման ամենամեծ անկյան փոփոխման օրենքով (Նկ. 1a): Կտրման փուլում սողքի դեֆորմացիաներին գումարվում են անհամեմատ ավելի մեծ կտրման դեֆորմացիաները, որոնք զարգանում են սահքի մակերևույթում և որոնց նկատմամբ սողքի դեֆորմացիաները կարելի է արհամարհել (Նկ. 1b): Միայն այդ իմաստով կարելի է խոսել կտրման փուլում սողքի զոնաներից սահքի մակերևույթներին անցնելու մասին:

Խորքային սողքի արագության մոտավոր արժեքը կարելի է ստանալ ընդունելով մարմնի հավասարումը ըստ Բինգհամի, որի հիման վրա գտնում ենք՝

$$v_x = \frac{\lambda}{2} \int_0^y \left[\sqrt{\frac{(\sigma_y - \sigma_x)^2 + 4\tau_{xy}^2}{\sigma_y \sigma_x + \tau_{xy}^2}} - f_0 \right] \sin \alpha dy$$

որտեղ σ_y , σ_x և τ_{xy} լարման բաղադրիչներն են դիտվող կետում, α այն անկյունը, որը կազմում է ամենամեծ շեղման մակերեսի նորմալը x առանցքի հետ, $\lambda = \frac{\sigma}{\eta}$ գրունտի հոսունության գործակիցը, որը հավասար է σ նորմալ լարման և գրունտի η մածուցիկության գործակցի հարաբերությանը:

Սողանքային շարժման դիտումներն ըստ ռեպերների տեղափոխման և սողանքային ճեղքերի զարգացման, թույլ են տալիս խոսել սողանքային օջա-

խի տեղադրման մասին: Տարբերվում են շարժման երկու հիմնական տեսակներ:

1) Զանգվածի շարժումը սկսվում է միաժամանակ, որի դեպքում շարժման արագության կորերն ունեն հավասար և միաժամանակ էքստրեմ արժեքներ,

2) Հողային զանգվածի շարժումը սկսվում է սողանքային օջախում և աստիճանաբար տարածվում է ըստ լանջի, պրոգրեսիվ կերպով դեպի ցած և ռեյրեսիվ կերպով դեպի վեր: Սողանքային օջախի վրա դասավորված ռեպերների տեղաշարժման արագության կորերը ցույց են տալիս ավելի վաղ էքստրեմ արժեքներ:

Նկ. 2-ում ցույց են տրված սողանքի մակերևույթի ձևի և տեղաշարժի՝ վեկտորների ուղղությամբ հարաբերությունը. a) սողանքի հարթ մակերես՝ տեղաշարժման վեկտորները զուգահեռ են այդ հարթությանը, b) սողանքի շրջանաձև մակերևույթ՝ տեղափոխման վեկտորները նորմալները հատվում են կենտրոնում, c) սողանքի կոր մակերևույթ՝ կորությունը լանջի թեքությամբ դեպի վար փոքրանում է, և d) սողանքի կոր մակերևույթ՝ կորությունը լանջի թեքությամբ դեպի վար մեծանում է:

Լանջի միջին լարված վիճակի զնահատման համար օգտագործվում է լանջի սողանքի R աստիճան հասկացողությունը: Դա ըստ սողանքի պոտենցիալ մակերևույթի գրունտի միջին մոբիլիզացված գործակցի հարաբերությունն է հաստատուն սահքի f_c դորձակցին՝

$$R = \frac{1}{lf_c} \int l f dl.$$

Նկ. 3-ում ներկայացված է լանջի դեֆորմացիայի գրաֆիկը, որտեղ ցույց է տրված է ժամանակի, R սահքի աստիճանի և դեֆորմացիայի ψ արագության հարաբերությունները երկու լանջերի համար. AB —լրիվ կայուն լանջ, և CD —միշտ խորքային սողքի փուլում գտնվող լանջ:

Նկ. 4-ում ցույց են տրված սողանքի տեղաշարժման դիտումների սկզբունքները:

Սողանքային լանջի լարված վիճակի որակական զնահատման համար կարող են ծառայել սողանքային ճեղքվածքները: Լրիվ դեֆորմացիայի վեկտորի և ճեղքվածքի հարթությունով կազմված հորիզոնական անկյունից կախված, ճեղքերը բաժանվում են հետևյալ հինգ խմբերի՝ (1) ձգման, (2) ձգման և սահքի, (3) սահքի, (4) սեղմման և սահքի, (5) սեղմման: Ուղղաձիգ անկյունից կախված ճեղքերը բաժանվում են՝ ա) բարձրացած, բ) հորիզոնական և գ) իջած:

Լանջերի շարժման վերաբերյալ տարբեր երկրաբանական սլայմաններում կատարված են բազմամյա դիտումներ և ուսումնասիրված են սողանքների դինամիկայի տարբեր հարցեր: Մեկ դեպքում, կավճային հասակի կավերի լանջում կանխատեսվել է սողանք: Կանխատեսումը արդարացել է մի քանի ամսից հետո: Տեղաշարժը կատարվել է նախատեսված տեղում և կազմել է մինչև 5 մ:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. *Кель Н. Г.*, Методы геодезического определения смещений на оползнях. Ленинград, 1936.
2. *Кель Н. Г.*, Графический метод в действиях с погрешностями и положениями (распределениями), М.—Л., 1948.
3. *Тер-Степанян Г. И.*, Глубинная ползучесть склонов и методы ее изучения. Авторефер. докторск. диссертации, Ереван, 1955.
4. *Шахунянц Г. М.* Техн. жел. дор., 1944, № 12, 3—7.
5. *Heim A.* Bergsturz und Menschenleben. Beibl. z. Vierteljahrsschr. d. Naturforsch. Gesellsch. i. Zürich, 1932. Jg. 77, H. 3/4. № 20.
6. *Hvorslev M. J.*, Über die Festigkeitseigenschaften gestörter bindiger Böden, Kopenhagen, 1937.
7. *Terzaghi K.*, Mechanism of Landslides. Berkeley vol. Geol. Soc. Am., 1950, 83—123.
8. *Terzaghi K.*, Discussion on the Earth Pressure etc., Proc. Third Intern. Confer. Soil Mechanics, Switzerland, 1953, vol. III, 205—206.