

RECENT CHANNEL ALLUVIUM AND ITS DISTRIBUTION ACCORDING CHANNEL TYPES — A CASE STUDY OF THE LOWER VILYUI

LODINA R. V., SAVTSOVA T. M.

Summary

Channel-forming deposits composition and distribution at the lower Vilyui River are controlled by geological and hydrological factors, mostly by local supply of material from eroded terraces scarps and by dynamical properties of the stream. Though both composition and size of the channel alluvium reflect channel-forming discharge, channel alluvium at the lower reaches of the Vilyui indicates noticeable re-distribution taking place during high water in summer. Channel alluvium distribution according to channel types reveals certain regularities: particles size increases along with the stream's concentration; larger size is characteristic of zones of the stream acceleration; smallest particles are deposited within zones of deceleration.

УДК 551.435.8

ПЕЧЕРКИН А. И., БОЛОТОВ Г. Б.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ И ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНОГО КАРСТОВОГО РЕЛЬЕФА

Проводя изучение рельефа закарстованного массива, очень важно определить его возраст. Время образования рельефа можно установить, исследуя его морфологию и характер распределения перекрывающих отложений. Однако такой метод не отличается высокой точностью. В связи с этим нами сделана попытка определения возраста карстового рельефа, сформировавшегося под покровом нерастворимых отложений, на основе изучения темпов подземной химической денудации.

Вопросами оценки скорости карстовой денудации занимались многие исследователи [1—4 и др.]. Разработанные ими методы основаны на учете суммарного стока карстовых вод из изучаемого массива и содержания в воде соответствующего растворенного компонента. Они не учитывают два существенных момента. Во-первых, из зон повышенной трещиноватости выносятся больше растворенной породы, чем из слабо-трещиноватых зон. Во-вторых, в вышеупомянутых методах поверхность карстующегося массива определяется как площадь горизонтальной проекции его рельефа на земную поверхность. В действительности же площадь поверхности кровли растворимых пород значительно больше. Она равна сумме площадей проекции кровли на земную поверхность и приращения поверхности массива за счет склонов макро-, мезо- и микрокарстовых форм.

Следовательно, при оценке химической денудации нужно учитывать площадь активной поверхности кровли массива и степень трещиноватости растворимых пород.

Необходимо указать, что несмотря на отмеченные недостатки, эти методы основаны на большом фактическом материале, позволяют составить достаточно достоверное представление о скорости денудации, а также дают возможность сопоставить между собой темпы денудации участков, расположенных в различных геолого-географических условиях. Поэтому главная цель, которую преследовали авторы, разрабатывая новые формулы, заключается не в улучшении имеющихся методов, а в том, чтобы иметь возможность оценить скорость карстовой денудации на участках одного массива, отличающихся степенью трещиноватости пород, так как без этих данных трудно определить возраст рельефа.

При разработке формулы для определения скорости химической денудации территорий, сложенных карбонатными породами, авторы исходили из того, что в настоящее время вопрос о скорости растворения карбонатных отложений по трещинам изучен довольно слабо. Исключе-

чение составляют работы Е. М. Абашидзе. Однако выведенная ею формула [5] учитывает прежде всего скорость растворения породы в зависимости от скорости потока в трещине. В действительности же, как будет показано ниже, необходимо учитывать и такие факторы, как парциальное давление CO_2 в растворе, температура воды и т. д. Поэтому предлагаемый нами метод позволяет оценивать скорость карстовой денудации не в абсолютных, а в относительных единицах. Таким образом, полученные данные можно распространять только на исследуемую территорию.

Формула имеет вид:

$$m = 0,315QC \frac{S_s}{S_{s\max}}, \quad (1)$$

где m — количество породы, растворенной и вынесенной с единицы площади поверхности массива в единицу времени, т·га/год; 0,315 — коэффициент пересчета; Q — средний модуль подземного стока, л/с·км²; C — растворимость породы, г/л; S_s — площадь поверхности растворимых пород, взаимодействующих с карстовыми водами, м².

Величина S_s находится по формуле

$$S_s = S_a + L_\tau(2h - b), \quad (2)$$

где S_a — площадь активной поверхности кровли массива на участке площадью 1 га, в м², равная сумме площадей горизонтальной проекции кровли массива на земную поверхность и приращения поверхности массива за счет склонов макро-, мезо- и микроформ; L_τ — суммарная длина трещин, проходящих через гектар поверхности массива, м; b — средняя ширина трещин, м; h — глубина трещин, м; принимается равной мощности первого от поверхности слоя породы, так как литогенетические и экзогенные трещины, наиболее густо разбивающие массив, выклиниваются на этой глубине.

Введя в формулу (1) коэффициент $\frac{S_s}{S_{s\max}}$, мы исходили из того, что величина $m = 0,315 QC$ является максимально возможной при данных условиях и может наблюдаться лишь на участках с повышенной трещиноватостью, где растворение протекает наиболее интенсивно. Площадь поверхности растворимых пород, взаимодействующих с карстовыми водами, на таких участках равна $S_{s\max}$. Соответственно скорость карстовой денудации на участках с иной площадью поверхности будет в $\frac{S_s}{S_{s\max}}$ раз ниже.

Параметры b и h определяются непосредственно в полевых условиях, L_τ находится по методике, разработанной авторами и опубликованной в работе А. И. Печеркина и др. [6]; а S_a — по методике М. А. Чугунова [7]. Причем при оценке карстовой денудации обнаженных карстующихся массивов, а также массивов, перекрытых несвязанными породами, при нахождении параметра L_τ учитываются как литогенетические, так и тектонические трещины, а при определении денудации массивов, перекрытых скальными и полускальными породами, учитываются только тектонические трещины, так как доступ воды в карстующуюся толщу возможен лишь по тектоническим трещинам, разбивающим растворимые и перекрывающие породы как единое целое.

Средний модуль подземного стока (Q) находится по формуле

$$Q = A Q_n, \quad (3)$$

где Q_n — средний модуль поверхностного стока, л/с·км²; A — коэффициент, учитывающий потери подземных вод, фильтрующихся к кровле массива (определяется общепринятыми гидрогеологическими и гидрометеорологическими методами).

Растворимость породы (C) находится из уравнения

$$C = C_n - C_0, \quad (4)$$

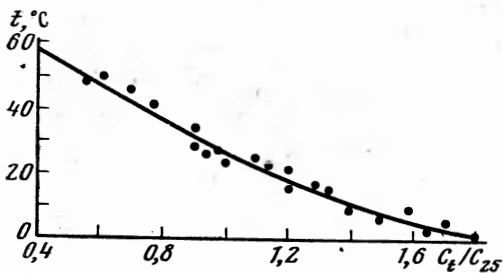


Рис. 1

Рис. 1. График зависимости показателя C_t/C_{25} от температуры ($t^\circ\text{C}$) по данным Ландольта и Бернштейна [9, с. 40]

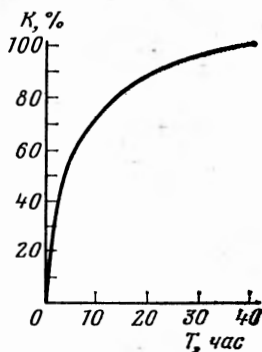


Рис. 2

Рис. 2. График зависимости коэффициента K от времени взаимодействия карстовых вод с горной породой по Ф. Ф. Лаптеву [8, с. 31]

где C_h — содержание в воде соответствующей соли (г/л) на глубине h ; C_0 — содержание соли в воде, поступившей к кровле растворимой толщи, г/л.

Величина C определяется на основании химических анализов проб воды, отобранных из скважин на соответствующих глубинах. При отсутствии таких данных ее можно определить по эмпирическим формулам и графикам, составленным авторами.

В карбонатных карстующихся массивах растворимость породы зависит главным образом от температуры воды, содержания в ней агрессивной углекислоты и времени взаимодействия карстовых вод с породой. Содержание в воде углекислоты зависит от парциального давления углекислого газа над раствором. Следовательно, каждому парциальному давлению углекислого газа над раствором отвечает строго определенное (при данной температуре воды) количество находящегося в растворе карбоната кальция. При малейшем уменьшении парциального давления CO_2 тотчас же из раствора выпадает в осадок соответствующее количество углекислого кальция. При увеличении парциального давления CO_2 , наоборот, соответствующее количество CaCO_3 переходит из осадка в раствор [8].

В нормальных условиях (давление 1 атм, $t\ 25^\circ\text{C}$) парциальное давление CO_2 составляет около 0,0003 атм, что соответствует содержанию в 1 л воды с температурой 25°C приблизительно 55 мг карбоната кальция [9].

Содержание CaCO_3 в воде, обладающей иной температурой, можно найти при помощи графика, изображенного на рис. 1. Установив по графику показатель $\frac{C_t}{C_{25}}$, нетрудно определить величину C_t , так как C_{25} известно (55 мг/л).

Однако содержание в воде CaCO_3 может достичь величины C_t лишь при длительном взаимодействии карстовых вод с породой. Поэтому величину C_t следует рассматривать как предельную для данных условий (парциальное давление $\text{CO}_2=0,0003$ атм, температура воды $t^\circ\text{C}$). Фактическую растворимость породы на глубине h (C_h) можно найти по формуле

$$C_h = \frac{C_t K}{100\%}, \quad (5)$$

где K — коэффициент, учитывающий время взаимодействия воды с породой, %.

Коэффициент K определяется по графику на рис. 2. Время T (ч) находится из уравнения

$$T = \frac{h}{v}, \quad (6)$$

где h — глубина трещин, м; v — скорость движения подземных вод, м/ч.

Искомую величину C определяют по формуле (4). За C_0 принимается содержание CaCO_3 в 1 м^3 атмосферных осадков, выпадающих в исследуемом районе.

При определении скорости химической денудации сульфатных карстующихся массивов также можно воспользоваться формулой (1). При отсутствии натуральных данных величину C можно установить по методике В. П. Зверева [10].

Растворимость гипсов по трещинам изучена достаточно подробно. Поэтому для массивов, перекрытых скальными или полускальными породами, когда растворение сульфатных пород происходит почти исключительно по трещинам, скорость карстовой денудации можно определить в абсолютных величинах.

Основываясь на экспериментальных исследованиях [11–13] и др., а также на представлениях об абсолютных скоростях растворения гипса [14], авторы [15] предлагают количество гипса, вынесенного подземными водами из массивов, перекрытых скальной нерастворимой толщей, находить по формуле

$$m = V \left[C - \left(\exp \frac{2k^x h}{-bv} \right) C \right] M_T, \quad (7)$$

где m — количество гипса, вынесенного с гектара поверхности массива в год (т-га/год); V — объем воды, инфильтрующейся через единичную трещину, $\text{м}^3/\text{год}$; C — растворимость гипса, $\text{т}/\text{м}^3$; k^x — константа скорости растворения гипса, м/с; h — глубина зоны насыщения инфильтрующихся вод сульфатом кальция, м; b — средняя ширина трещин на участке, м; v — скорость фильтрации воды по трещинам в глубь массива, м/с; M_T — количество трещин на гектаре поверхности закарстованного массива, $1/\text{га}$.

Константу скорости растворения гипса можно определить по эмпирической формуле:

$$k^x = k_0^x + \alpha t^0, \quad (8)$$

где k_0^x — константа скорости растворения гипса при температуре 0°C ($k_0^x = 2,4 \cdot 10^{-7}$ м/с); α — эмпирический коэффициент ($\alpha = 1,2 \cdot 10^{-8}$ м/град·с); t^0 — температура инфильтрующихся вод, $^\circ \text{C}$.

Глубину зоны насыщения воды сульфатом кальция (h , м) при фильтрации по трещине устанавливают экспериментально, учитывая среднюю ширину трещин в массиве, скорость движения и химический состав инфильтрующихся вод. Величина V определяется в полевых условиях. Вычислив скорость карстовой денудации участков массива, отличающихся степенью трещиноватости растворимых пород, приступают к определению возраста современного диссонантного рельефа. Время образования древнего или древнего омоложенного рельефа по нашей методике определить нельзя, так как учесть длительность многочисленных перерывов в карстообразовании не представляется возможным.

При определении возраста современного диссонантного рельефа (T , годы) мы исходили из того, что T лет назад кровля растворимой толщи занимала положение I—I. Ее современное положение отмечает линия II—II (рис. 3). Максимальное опускание кровли (H_{max} , м) произошло на сильнораздробленных трещинами участках массива, а ми-

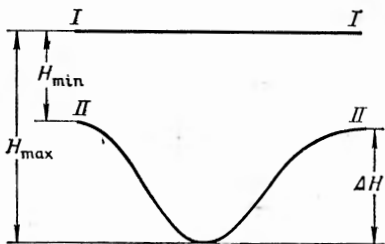


Рис. 3. Схема к расчету возраста современного подземного рельефа карстующихся массивов (пояснения в тексте)

нимальное (H_{\min} , м) — на слабораздробленных. Тогда

$$\begin{cases} T = \frac{H_{\max}}{D_{\max}} \\ T = \frac{H_{\min}}{D_{\min}} \end{cases}, \quad (9)$$

где D_{\max} и D_{\min} — скорость снижения кровли растворимых пород соответственно на сильнораздробленных и слабораздробленных участках массива, м/год.

$$D = 1 \cdot 10^{-4} \frac{m}{\gamma}, \quad (10)$$

где γ — удельный вес растворимой породы, т/м³, $1 \cdot 10^{-4}$ — коэффициент пересчета.

Решив систему уравнений (9) относительно H_{\max} , получим

$$H_{\max} = \frac{H_{\min} D_{\max}}{D_{\min}}, \quad (11)$$

Как видно из рис. 3,

$$H_{\min} = H_{\max} - \Delta H, \quad (12)$$

где ΔH — амплитуда расчленения рельефа, м.

Заменив H_{\min} в уравнении (11) выражением (12), после несложных арифметических действий получим

$$H_{\max} = \frac{\Delta H D_{\max}}{D_{\max} - D_{\min}}. \quad (13)$$

Определив H_{\max} и зная величину D_{\max} , возраст рельефа можно определить по формуле (9).

В качестве примера приведем расчет скорости карстовой денудации и возраста рельефа Полазненского карстующегося массива (Предуралье). Объем атмосферных осадков, фильтрующихся через единичную трещину, с учетом потерь на испарение и водонасыщение покровных отложений, составляет $V=12,5$ м³. Растворимость гипса, определенная экспериментально и рассчитанная по методике В. П. Зверева [4], составляет $C=0,002$ т/м³. Температура инфильтрующейся воды при соприкосновении с кровлей гипсов $t^{\circ}=15^{\circ}$ С, поэтому константа скорости растворения, рассчитанная по формуле (8), $k^{\circ}=4,08 \cdot 10^{-7}$ м/с. Глубина зоны насыщения, определенная экспериментально, $h=5$ м. Средняя ширина трещин $b=0,005$ м, а скорость фильтрации $v=1,1 \cdot 10^{-7}$ м/с. Количество трещин на гектар поверхности массива для слабораздробленных участков $M_{\tau}=50$, для среднераздробленных $M_{\tau}=100$, для сильнораздробленных $M_{\tau}=200$.

По формуле (7) находим: на слабораздробленных участках массива $m=1,25$ т·га/год, на среднераздробленных $m=2,5$ т·га/год, на сильнораздробленных $m=5,0$ т·га/год. Таким образом, из сильнораздробленных участков массива сульфата кальция в растворенном состоянии выносится в 4 раза больше, чем из слабораздробленных, и в 2 раза больше, чем из среднераздробленных.

Определим возраст диссонантного карстового рельефа Полазненского массива в бассейне р. Камы. По формуле (10) устанавливаем: $D_{\max}=2,13 \cdot 10^{-4}$ м/год, а $D_{\min}=0,54 \cdot 10^{-4}$ м/год. Амплитуда расчленения

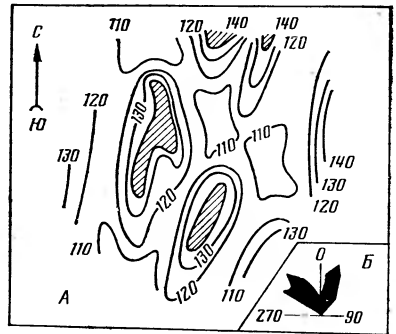


Рис. 4. Карта изострат кровли растворимых пород участка Полазненского карстового массива (А); роза тектонической трещиноватости (Б)

карстового рельефа $\Delta H=40,0$ м (рис. 4). H_{\max} , рассчитанная по формуле (13), равняется 53,4 м. Тогда из уравнения (9) $T=248\ 000$ лет. Следовательно, при условии непрерывного растворения сульфатных пород для образования диссонантного рельефа Полазненского массива потребовалось бы приблизительно 250 000 лет.

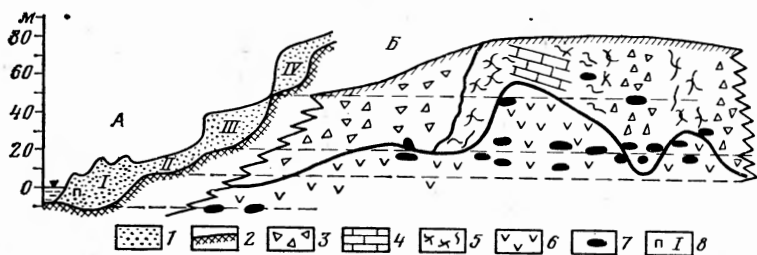


Рис. 5. Сопоставление распределения закарстованности на участке Полазненского гипсо-ангидритового массива с положением цоколя террас р. Камы

А — схема строения террас (по Б. С. Луневу, с упрощениями); Б — геологический разрез участка Полазненского массива. 1 — рыхлые аллювиальные и делювиальные отложения террас; 2 — цоколь коренных пород; 3 — гравитационно-карстовые отложения; 4 — соликамские известняки и мергели в ненарушенном, 5 — в нарушенном залегании; 6 — иртышские гипсы и ангидриты; 7 — карстовые полости; 8 — номер террасы и поймы

Правильность сделанных авторами расчетов подтверждается сопоставлением распределения закарстованности Полазненского массива с уровнями цоколя террас р. Камы. Из рис. 5 видно, что каждому горизонту карстовых полостей соответствует положение цоколя определенной террасы, а наиболее пониженный участок кровли гипсо-ангидритов находится на уровне цоколя II террасы, сформировавшейся в позднем плейстоцене. С другой стороны, самый верхний ярус карстовых полостей, в настоящее время в большей степени уничтоженный химической денудацией кровли гипсо-ангидритов, соответствует положению цоколя IV террасы, формирование которой происходило в раннем плейстоцене. Таким образом, развитие карстового рельефа поверхности гипсо-ангидритов, как и всей закарстованности массива, происходило в период с раннего по поздний плейстоцен, что составляет приблизительно 250 000—300 000 лет. Следует заметить, что интенсивное формирование карстовых пустот в массиве продолжается и в голоцене, о чем свидетельствует наличие двух нижних ярусов полостей, соответствующих цоколю I террасы и поймы р. Камы. В то же время темпы химической денудации кровли гипсо-ангидритов несколько снизились, поскольку дно межстанцовых депрессий находится выше базиса карстования, который соответствовал современным речным условиям. Уменьшение темпов химической денудации кровли растворимых пород произошло, по-видимому, в результате накопления и консолидации над депрессиями мощных толщ гравитационно-карстовых отложений и кольматации трещин на поверхности гипсо-ангидритов за счет вмывания в них песчано-глинистого материала.

В заключение необходимо отметить, что правильное определение интенсивности карстовой денудации и вычисление возраста подземного карстового рельефа имеют важное теоретическое и практическое значение, так как позволяют более достоверно производить прогноз карстового процесса во времени и давать заключение о его активности на рассматриваемых территориях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах при устройстве малых водоемов, гражданском и промышленном строительстве. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 184 с.
2. Дублянский В. Н. О характере и интенсивности химической денудации в Горном Крыму. — В кн.: Гидрогеология и карстование. Пермь, 1971, вып. 4, с. 130.
3. Чижиков А. Г. Сравнительный анализ количественных методов для оценки интенсивности карстового процесса. — Геоморфология, 1971, № 4, с. 82.

4. Corbel J. Vitesse de l'erosion.— *Ann. Geogr.*, 1959, t. LXVIII, № 336, p. 18.
5. Абашидзе Е. М. Полевые и лабораторные методы изучения размыва (растворения и денудации) в карбонатных скальных породах и данные размыва как важного показателя геомеханики и устойчивости гидротехнических сооружений.— В кн.: Моделирование формирования суффозионных и карстовых полостей. Тез. докл. научно-технического семинара. Пермь, 1979, с. 20.
6. Печеркин А. И., Печеркин И. А., Болотов Г. Б. Особенности методики изучения тектонической трещиноватости закарстованного массива.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Межвузовский сб. Новочеркасск, 1981, с. 69.
7. Чугунов М. А. Определение площади активной поверхности в открытом карсте.— В кн.: Достижения молодых ученых в области геологии, геофизики, географии. Тез. докл. научно-практ. конференции. Пермь, 1980, с. 14.
8. Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы, бетоны. М., 1939. 104 с.
9. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования).— *Тр. Ин-та геол. наук. М.*, 1951, вып. 124. 372 с.
10. Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М.: Наука, 1967. 148 с.
11. Кузнецов А. М. О выщелачивании гипса и ангидрита.— В кн.: *Тр. Естеств.-науч. ин-та. Молотов*, 1947, т. XII, вып. 4, с. 127.
12. Маслов Н. Н., Науменко В. Г. Условия устойчивости напорных сооружений на заглисованных породах.— В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М., 1957, с. 57.
13. Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Т. II. Пермь, 1969. 360 с.
14. Бубен Н. Я., Франк-Каменский Д. А. Об абсолютных скоростях растворения.— *Ж. физ. хим.*, 1946, т. XX, вып. 3, с. 225.
15. Pechorkin I. A., Pechorkin A. I., Bolotov A. B. Jointing as index of sulphate massifs karstification.— In: *Proceed. VIII Int. Congr. Speleology. Bowling Green, Kentucky*, 1982, p. 181.

Пермский государственный университет

Поступила в редакцию 5.VII.1982

CHEMICAL EROSION RATE DETERMINATION AND SUBTERRANEAN KARST RELIEF DATING

PECHERKIN A. I., BOLOTOV G. B.

Summary

A new technique is introduced of the karst denudation rate calculation at carbonate and sulphate rock masses; the technique is based on detailed studies of the rocks jointing and solubility as well as geological situation. The formulae permit to calculate karst landforms age.

УДК 551.435.282(575.4)

ПЛЕЩЕЕВ И. С.

МОРФОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ЧИНКОВ УСТЮРТА

Плато Устюрт расположено между Каспийским и Аральским морями и протягивается с севера на юг более чем на 500 км и с запада на восток до 400 км. Оно возвышается над окружающими равнинами на 100—250 м и ограничено со всех сторон довольно крутыми склонами или обрывами, которые принято называть чинками (рисунок).

Поверхность плато бронирована известняками сарматского и отчасти понтического возраста и является структурной, т. е. наиболее высокие абс. отметки характерны для тектонических поднятий, низкие — для прогибов. В осевой зоне Североустюртского прогиба абс. отметки составляют 80—100 м, на северном крыле — до 215 м, в районе Центрально-Устюртской зоны поднятий — до 250—300 м, в Ассаке-Ауданском (Южно-Устюртском) прогибе 30—100 м. Песчаные массивы (Сам, Матайкум) и крупные солончаки (Косбулак, Асмантай-Матай, Сам, Каратаюлей, Барса-Кельмес, Ассаке-Аудан) приурочены, как правило, к прогибам. На схематической карте показаны изогипсы подошвы среднего миоцена, отражающие структуру плато бронирующего