

РОЛЬ ГЛОБАЛЬНОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ И ДЕНУДАЦИИ В КАЙНОЗОЙСКОМ ПОХОЛОДАНИИ КЛИМАТА

© 2022 г. А. М. Грачев^{1,*}, В. Н. Голосов^{1,2,**}

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

*E-mail: agrachev@igras.ru

**E-mail: golosov@igras.ru

Поступила в редакцию 21.01.2021 г.

После доработки 10.06.2021 г.

Принята к публикации 11.10.2021 г.

Рассматривается комплекс взаимосвязанных процессов: формирование горного рельефа, денудация, изменения атмосферного CO_2 и постепенное похолодание климата в кайнозое. Темпы денудации в геологическом масштабе могут весьма существенно меняться, как в связи со сейсмотектонической деятельностью, так и климатическими изменениями. В свою очередь климатические изменения могут быть обусловлены последствиями сейсмотектонической деятельности, которые способствуют трансформации рельефа территории и темпов денудации. Глобальный климатический режим начал кардинальным образом меняться около 50 млн л. н. Механизм этого самого значительного изменения климата с момента начала кайнозойской эры 66 млн л. н. и до сегодняшнего дня (т.н. кайнозойское похолодание, “*Cenozoic cooling*”) до сих пор остается окончательно невыясненным. Продолжают накапливаться свидетельства в пользу целого ряда положений гипотезы Раймо-Руддимиана, сформулированной в 1992 г., о причине кайнозойского похолодания, заключающейся в том, что существенное в глобальном масштабе формирование горного рельефа привело к интенсификации процессов денудации и связывания атмосферного CO_2 в виде карбоната. Это, в свою очередь, влияет на глобальный климат. В последнее время существенное развитие получили методы и подходы, позволяющие на количественной основе судить об интенсивности отдельных экзогенных процессов и темпов денудации в целом. Современные количественные данные, полученные благодаря измерениям стока наносов рек и оценкам бассейновой денудации по ^{10}Be , дают представление о масштабах разрушения горных районов. Контрастность рельефа является ключевым параметром, определяющим темпы природной (без вмешательства человека) денудации, что подчеркивается значительным вкладом горных районов, прежде всего, альпийской складчатости, в глобальную денудацию. В статье кратко характеризуется тренд похолодания в кайнозое и анализируются ключевые элементы гипотезы, сформулированной Раймо и Руддимианом, а также результаты новейших исследований, подтверждающие влияние рельефа и темпов денудации на изменения климата.

Ключевые слова: денудация, горы, рельеф, климат, CO_2 , кайнозойское похолодание

DOI: 10.31857/S0435428122010060

ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине двадцатого века в геоморфологии, благодаря разработке и использованию самых передовых инструментальных технологий, исследования экзогенных процессов от преимущественно качественной характеристики механизмов перемещения материала сменились количественными определениями темпов отдельных процессов и денудации в целом за различные интервалы времени [1]. На сегодняшний день можно охарактеризовать общее понимание денудации в глобальном масштабе как достаточно глубокое и всестороннее. К сожалению, по-прежнему, при

обсуждении процессов формирования глобального климата нередко упускается из виду роль денудации как важнейшего процесса, благодаря которому, наряду с сейсмотектоническими процессами, существенным образом трансформируется рельеф и происходит перемещение миллиардов тонн рыхло-обломочного материала (механическая денудация) и растворенного вещества (химическая денудация) с суши в Мировой океан.

Сопутствующие процессы связывания атмосферного CO_2 при химической реакции с силикатными минералами, и последующего его осаждения в виде карбоната, известны давно [2, 3]. Опосредованно денудация влияет на содержание

CO₂ в атмосфере, которое является одним из важнейших природных факторов регуляции глобального климата за счет парникового эффекта [4]. Концепция воздействия атмосферного CO₂ на глобальную температуру впервые была сформулирована еще в 1824 г. в работе Дж. Фурье, а широкую известность роль CO₂ получила благодаря С. Аррениусу на рубеже XIX и XX веков (см. [5]). Как ни странно, несмотря на то, что физические основы данного влияния двуокиси углерода на климат хорошо известны [6], определенный скептицизм по поводу взаимосвязи его современного изменения и климата остается даже сейчас (см. [7]), несмотря на имеющиеся данные, регулярные научные отчеты Межправительственной группы экспертов по изменению климата [8] и другие компиляции.

Широкомасштабные исследования по оценке денудации суши сегодня опираются не только на классические методы XX века (использование данных о стоке наносов рек, определение денудационного среза в горах и др.), но и на принципиально новые инструментальные и аналитические методы [9]. Все большее значение приобретают геохимические методы, в частности метод, основанный на применении изотопа бериллия ¹⁰Be [10], измерение содержания которого в образцах кварцевого речного песка позволяет определять средние за 10²–10⁵ лет темпы денудации для речных водосборов. Достаточное географическое покрытие данных по стоку наносов рек [11–13] и по ¹⁰Be в глобальном масштабе [14, 15] к настоящему моменту дает надежную основу для перехода от рассмотрения денудации в региональном и континентальном масштабах к ее анализу в целом для поверхности суши. По-прежнему, несмотря на существенное продвижение в изучении важнейших механизмов контроля денудации в региональном масштабе, открытым остается вопрос о том, какой же фактор следует считать определяющим при рассмотрении глобального масштаба денудации [12, 14, 15].

Поскольку химическая и механическая денудация – это тесно взаимосвязанные процессы, можно сказать, что прогресс в количественном описании экзогенных процессов в целом вплотную приблизил научное сообщество к разрешению вопроса об их вкладе в регуляцию содержания CO₂ в атмосфере и климата. В специализированной литературе роль денудации в контексте глобального климата обсуждается главным образом лишь в связи с т.н. “кайнозойским похолоданием” [16–18]. Климат в раннем кайнозое, как известно, был существенно теплее, чем сегодня, и ледовые щиты на континентах отсутствовали [19, 20]. Кайнозойское похолодание привело к тому, что первый постоянный ледовый щит (антарктический) сформировался около 34 млн л. н. [21], а

при дальнейшем похолодании образовался гренландский ледовый щит, и начались циклические оледенения.

Кратко приведем гипотезу кайнозойского глобального похолодания, начало которого можно отсчитывать от ~50 млн л. н., сформулированную Раймо и Руддиманом [22–25] на основе идей предшественников, начиная с Т. Чемберлина [26, 27]. В ней утверждается, что процесс формирования Гималаев в результате столкновения Индийской плиты с Азиатской (а также формирования обширного пояса молодых гор альпийской складчатости в Евразии и тихоокеанском кольце), привел к существенной интенсификации химической денудации, что и послужило причиной снижения концентрации CO₂ в атмосфере, тем самым задав длительный тренд к похолоданию [16]. С точки зрения деталей предполагаемого механизма, в исходной работе [22] отмечалось, в частности, особое значение того, что в горах механическое разрушение пород повышает площадь поверхности обнаженных невыветрелых минералов, а наличие крутых склонов обеспечивает относительно быстрое поступление продуктов физического и химического выветривания в гидрографическую сеть. Следует отметить, что общая качественная концепция на сегодняшний день представляется в целом верной (см., напр., [16–18, 28]). В последнее время появилась возможность подойти к оценке задействованных в этих изменениях процессам количественно, в том числе на уровне механизмов, благодаря новым высокоточным полевым и лабораторным измерениям [29–33].

Климатический тренд похолодания в кайнозое установлен на основе палеолетописей из океанических кернов, которые позволили получить четкую картину изменений климата последних десятков миллионов лет [18, 34]. Со стремительным ростом числа статей по реконструкции палеоклимата обращает на себя внимание то обстоятельство, что исследуемые временные интервалы прошлого (скажем, последние 10², 10³, 10⁶ лет) и процессы освещаются очень неравномерно, не всегда пропорционально их значимости, что обусловлено, в первую очередь, естественными временными ограничениями используемых архивов палеоклимата. Так, например, архив, основанный на древесно-кольцевых хронологиях, имеет естественное ограничение несколько тысяч лет. Архив, основанный на ледниковых кернах – не более ~800 тыс. лет (антарктические керны), а количество источников информации по различным процессам в раннем кайнозое сравнительно невелико, как и количество работ с соответствующими реконструкциями. Роль денудации в длительных изменениях глобального климата посредством влияния на содержание CO₂ в атмосфере, вероятно, очень существенна, но современное понима-

ние вовлеченных процессов по-прежнему не позволяет охарактеризовать ее вклад количественно.

ПАЛЕОКЛИМАТ КАЙНОЗОЯ: НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЕЙШИЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Вначале стоит обозначить некоторые основные факты: начало кайнозойской эры (~66 млн л. н.) соответствует границе, обозначенной массовым вымиранием ~80% видов животных (наиболее широко известно в этой связи полное вымирание большой группы рептилий). Кайнозой охватывает современность, он продолжается и сегодня. Обратим особое внимание на следующие два факта: 1) наиболее активная фаза деятельности человека (индустриальный период, условно 1760 г. — наше время) соответствует ~0.0004% этого временного отрезка, 2) кайнозой — это полностью “современный” временной интервал в том смысле, что географическая конфигурация материков уже полностью сложилась и соответствовала современной [22]. Соответственно вполне оправдано сравнение любых временных интервалов внутри кайнозоя с современностью с точки зрения климата, имея в виду, что общее устройство климатической системы в плане соотношения площадей суши и Мирового океана, как важнейших факторов формирования климата, в этих временных рамках уже не претерпевало кардинальных перестроек. К числу важных исключений следует отнести лишь следующие геологические события кайнозоя: 1) образование горных массивов альпийской складчатости, 2) исчезновение перешейка между Антарктидой и Южной Америкой (~41 млн л. н. [35]) и 3) появление перешейка между Северной и Южной Америкой (~2.8 млн л. н. [36]). События (2) и (3) оказали существенное влияние на глобальную океаническую циркуляцию и климат [37, 38], однако, вероятнее всего, не сыграли сколь-либо значимой роли в контексте длительного кайнозойского тренда похолодания.

Спустя десятилетия после классических работ основоположников [39–41], палеоклиматология, сформировавшаяся сегодня в полной мере, дает ключ к пониманию природных механизмов регуляции глобального климата [42, 43]. Исследование процессов такого отдаленного прошлого, как ранний кайнозой, традиционно было принято относить к компетенции геологов, нежели палеоклиматологов и палеогеографов. Непрерывная температурная летопись для кайнозоя была получена на основе $\delta^{18}\text{O}$ в океанических кернах (рис. 1, [44]). Данная летопись показала, что прогрессивное похолодание началось в раннем эоцене примерно 50 млн лет до нашего времени и продолжалось достаточно планомерно последующие миллионы лет.

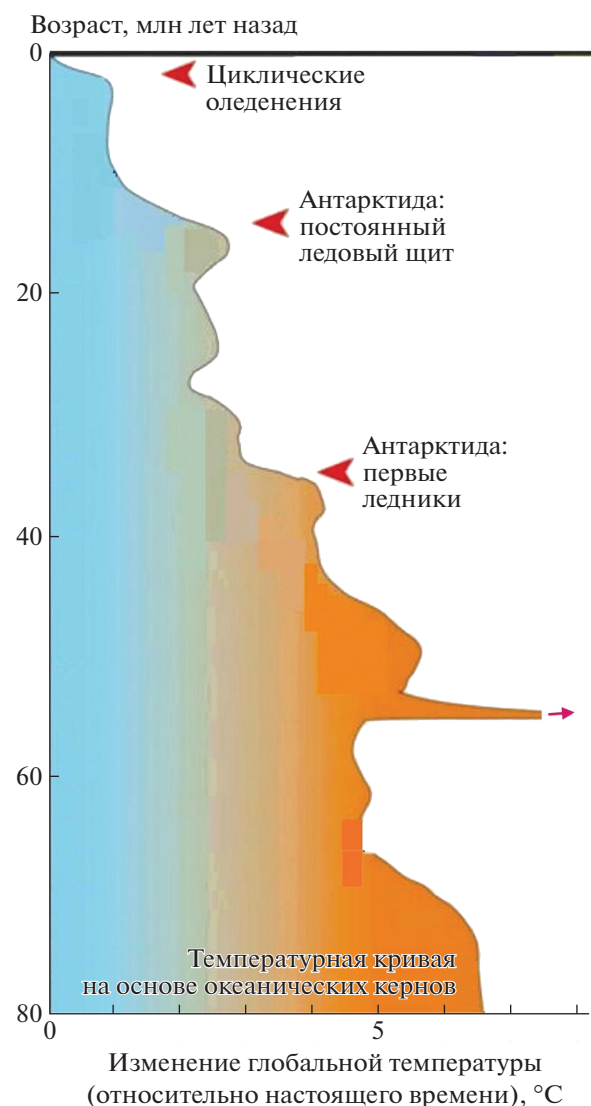


Рис. 1. Реконструкция глобальной температуры в кайнозое по $\delta^{18}\text{O}$ в океанических кернах (на основе [44, Figure 3.8]).

Начало кайнозоя характеризовалось существенно более теплым климатом, чем сегодня, как уже говорилось выше, с максимальными температурами во время так называемого “палеоценового термического максимума” ([45], рис. 1). Наиболее наглядный показатель глобального климата — это покровный лед на континентах (ледовые щиты), и ранний кайнозой характеризуется полным их отсутствием. После продолжительного похолодания, около 34 млн л. н. начинает образовываться ледовый щит в Антарктиде [46]. При дальнейшем постепенном похолодании: образовался гренландский ледовый щит [47], а затем начались циклические оледенения плейстоцена [48], когда в дополнение к двум уже имевшимся полярным ледовым щитам, периодически

Таблица 1. Важнейшие климатические периоды/события кайнозоя

Время (млн л. н.)	Климатическое событие	Ссылка
56	Палеоценовый термический максимум	[45]
34	Образование антарктического ледового щита	[46]
7	Образование гренландского ледового щита	[47]
3	Начало ледниковых циклов	[48]
1	Смена периода оледенений с 41 тыс. лет на 100 тыс. лет	[49]
0.02	Максимум последнего оледенения	[50]

появлялись и исчезали Лаврентийский и Скандинавский ледовые щиты в северных широтах. Следующее важное климатическое событие произошло, очевидно, после пересечения некоего порогового значения для глобального климата, когда период повторяемости оледенений сменился с 41 тыс. лет на 100 тыс. лет [49]. Текущий период — голоцен — является межледниковым периодом в

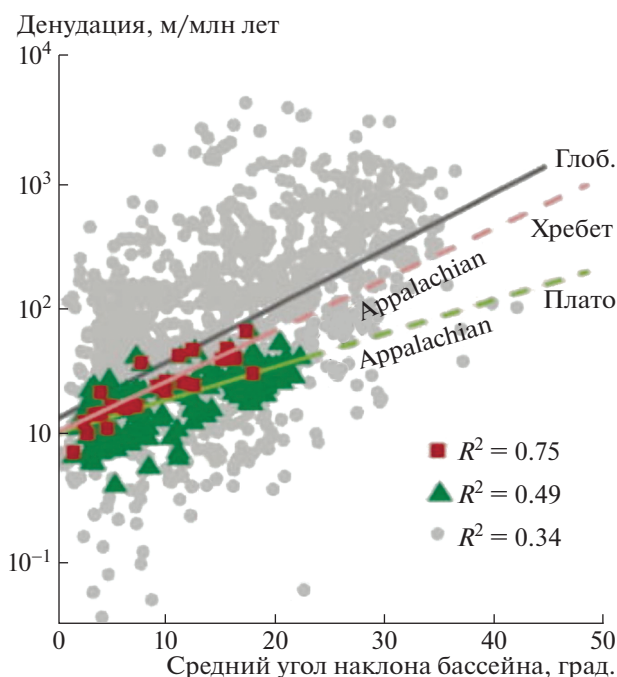
последнем 100-тысячелетнем цикле, сменив последний ледниковый период [50], закончившийся ~11 тыс. л. н. Максимум этого ледникового периода (*Last Glacial Maximum*) является низшей, самой холодной точкой всего 50×10^6 -летнего кайнозойского похолодания (рис. 1; табл. 1).

РЕЛЬЕФ КАК ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР РЕГУЛЯЦИИ ТЕМПОВ ГЛОБАЛЬНОЙ ДЕНУДАЦИИ

К настоящему времени накоплен большой объем количественных данных по интенсивности экзогенных процессов и общей денудации для различных интервалов времени. В результате их систематизации и анализа удалось подойти к выявлению основных регулирующих факторов для денудации в глобальном масштабе [15]. Общая площадь суши, с которой рыхлообломочный материал (~20 млрд т/год) выносятся реками в океан, составляет порядка 90 млн км². Поиск всевозможных закономерностей на основе соотнесения количественных данных по денудации с параметрами окружающей среды активно ведется уже более 50 лет [15, 51–54].

Уже в XIX веке геоморфологи пришли к выводу о том, что роль горных массивов в глобальной денудации суши является первоочередной [55]. Современные данные по оценке денудации подтверждают, что рельеф служит ключевой характеристикой, определяющей ее темпы (рис. 2). Наибольший вклад вносят горные территории, отличающиеся максимальной величиной крутизны склонов (чаще всего речь идет о среднем угле наклона речного бассейна). Речные бассейны для более 92% глобальной площади суши характеризуются низкими значениями средних углов наклона (<11°). По классификации [56] горы определяются как территории со средними высотами >500 м и “неровностями рельефа” >20 м/км. Очень важные с точки зрения своего вклада в суммарную денудацию, высокогорные районы (>2000 м, “неровность рельефа” от 40 до >160 м/км), — места истока рек с самыми большими значениями стока наносов, составляют лишь сравнительно малую долю от площади всех горных территорий (табл. 2).

С точки зрения вклада в денудацию отдельно взятой территории на первый план выступает ее сейсмотектоническая активность, с которой косвенно связаны рельеф и, прежде всего, такая его характеристика, как средний угол наклона водосборного бассейна. Важную роль также играют атмосферные осадки и растительность. Горные склоны при сравнительно небольшой площади обеспечивают более половины всей глобальной денудации: на долю горных склонов с углами наклона >15° приходится 52% глобальной денуда-

**Рис. 2.** Зависимость денудации от среднего угла наклона бассейна.

Представлены глобальные данные (серые точки), данные по Аппалачскому плато в пределах бассейна р. Саскуэханна (красные квадраты) и по хребту Аппалачских гор (зеленые треугольники) (из работы [14]).

Примечание. Используется с официального разрешения издательства (журнал “GSA Today”).

Таблица 2. Классификация горного рельефа по [56]

Перепады высот, м/км	Площадь, млн км ²					
	Диапазон высот, м					
	500–1000	1000–2000	2000–3000	3000–4000	4000–5000	5000–6000
	Предгорья – низкогорья	Среднегорья	Высокогорья		Наиболее высокие горы	
>160		0.15	0.11	0.13	0.08	0.01
80–160	1.57	2.95	1.35	0.68	0.53	0.08
40–80	5.90	6.13	1.28	0.42	0.61	0.30
20–40	6.47	4.30				

ции [57]. Наибольший современный сток наносов характерен для высокогорных рек (высота истока >3000 м) и среднегорно-низкогорных рек (высота истока 1000–3000 м). В случае низкогорий основной вклад в усиление денудации вносит антропогенное воздействие [58]. В среднем, по мере роста углов наклона водосборов, темпы денудации в ненарушенных деятельностью человека горных территориях возрастают от низкогорий, где они составляют от 1 до 100 м/млн лет, до 500–1500 м/млн лет в высокогорном поясе. Авторы работы [15] систематизировали глобальные данные по денудации и выделили следующие факторы, определяющие масштаб денудации: 1) факторы, определяющие рельеф или связанные с ним (тектонический подъем, высота, угол наклона русла, средний угол наклона бассейна), 2) климатические параметры (температура и среднегодовое количество осадков, изменчивость осадков), 3) растительность.

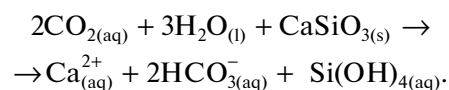
Таким образом, на сегодняшний день имеется хорошее понимание масштабов потоков взвешенного и, в меньшей мере, растворенного вещества с суши в океан в глобальном масштабе (см. [12]). Появляется все больше данных по денудации, полученных при применении комплекса современных подходов для различных горных районов, например Кавказа [59], Европейских Альп [60], Гималаев [61], Сьерры-Невада [62], Анд [63], также появляются новые глобальные компиляции [64]. Новые данные – основа для дальнейшего уточнения темпов денудации в глобальном масштабе и их корреляции с главными параметрами ландшафтов [14].

На основе базы данных, опубликованной в работе [12], мы систематизировали оценки темпов химической и механической денудации по высотным поясам (с учетом климатических условий) для горных районов. Безотносительно угла наклона (или “неровности рельефа”, см. [56]) здесь мы (следуя [12]) выделяем три высотных пояса: предгорье-низкогорье (500–1000 м), среднегорье (1000–3000 м) и высокогорье (>3000 м). Макси-

мальные темпы денудации для горных районов мира выявлены для субтропического пояса (табл. 3). Однако большой разброс значений и в отдельных случаях достаточно маленькая выборка, особенно для оценки растворенного стока, указывают на необходимость расширения сети мониторинга наблюдений за стоком наносов и растворенного вещества. Особое внимание следует уделить оценке доли влекомых наносов, инструментальные измерения которых пока ограничены по охвату рек различной водности [65]. Четкая взаимосвязь прослеживается не только между механической и химической денудацией [66], но и между механической и химической денудацией конкретно силикатных горных пород (выветриванием силикатных горных пород, “*silicate weathering*”) [57, 67, 68]. Химическая денудация вносит существенный вклад в общую денудацию, оцениваемую по суммарному выносу реками наносов в Мировой океан (см. табл. 3; [57]).

ПРИЧИНА КАЙНОЗОЙСКОГО ПОХОЛОДАНИЯ: ГИПОТЕЗА РАЙМО-РУДДИМАНА

Можно считать упрощенно (в геологическом масштабе времени), что у атмосферного CO₂ есть один доминирующий источник и один сток: он поступает в атмосферу, в основном, за счет деятельности вулканов, а выводится из атмосферы посредством связывания в процессе химической денудации (выветривания) силикатных горных пород [69] в соответствии с упрощенной суммарной реакцией [70]:



В геологическом масштабе времени биосферный органический углерод (из лесных и луговых биомов) играет роль в общем цикле лишь посредством его эрозии и сноса реками в виде взвеси (POC, “*particulate organic carbon*”) и захоронения

Таблица 3. Систематизация данных по денудации в горах для различных высотных и климатических поясов с использованием глобальной базы данных по стоку наносов рек [12]¹

Климатический пояс (в среднем для бассейна)	Бассейны рек с истоками на высотах											
	свыше 3000 м				1000–3000 м				500–1000 м			
	темпы денудации (средне-медианные), м/млн лет ²		разброс темпов денудации, м/млн лет		темпы денудации (средне-медианные), м/млн лет		разброс темпов денудации, м/млн лет		темпы денудации (средне-медианные), м/млн лет		разброс темпов денудации, м/млн лет	
арктический	19	(4)	3	72	8	(17)	1	350	3	(5)	2	9
	6	(3)	3	15	7	(9)	2	30	7	(4)	4	22
субарктический	150	(5)	28	556	53	(25)	1	1364	2	(10)	0.2	21
	50	(4)	18	75	8	(13)	1	75			15	(1 значение)
умеренный	125	(14)	16	3172	83	(149)	0.2	8857	28	(55)	0.5	1333
	30	(5)	6	68	31	(51)	1	458	23	(14)	6	435
субтропический	2334	(12)	152	14545	146	(74)	3	10294	192	(35)	5.8	4545
	256	(10)	46	545	142	(19)	1	361	12	(3)	2	227
тропический	198	(19)	15	2381	79	(74)	1	28261	78	(34)	0.1	2949
	63	(10)	8	167	37	(29)	1	172	20	(9)	2	119

¹Реки, для которых эти авторы приводят второе значение стока наносов “*Pre-Dam and impoundments Total Suspended Sediment Load*”, здесь полностью исключены из рассмотрения, чтобы не привносить погрешность, связанную с восстановленными значениями стока наносов (это либо расчетные значения, либо значения, основанные на старых, зачастую менее точных данных, полученных до строительства соответствующих сооружений на этих реках). Приводя значения денудации, мы пренебрегаем тем, что полный баланс наносов не равен только лишь речному выносу, а включает также наносы, переотложившиеся в конусах выносов, шлейфах, днищах сухих долин, на речных поймах, а также в водоемах (см. [11]). Темпы механической денудации здесь рассчитаны как *Sediment yield / density* 2.0 т/м³ ([12, с. 69]. Используются значения *Suspended Sediment Yield* либо *Dissolved Sediment Yield* в единицах т/(км² · год).

²Первая строка — механическая денудация, вторая строка — химическая денудация, в скобках — число бассейнов, использованных для осреднения.

в осадках [66, 71]. Современное понимание вклада биосферного органического углерода в контроль цикла, контролирующего содержание CO₂ в атмосфере, представлено в работе [68].

Процесс химической денудации участвует в регуляции уровня CO₂ в атмосфере (см. [2, 3]). Усиление химической денудации приводит к связыванию атмосферного CO₂, с последующим отложением в виде карбонатов [66, 67], а снижение концентрации атмосферного CO₂, в свою очередь, способствует похолоданию климата. В некоторых ранних исследованиях предполагалось, что при рассмотрении данных процессов важно учитывать, в первую очередь, общую площадь суши, которая изменялась в прошлом в связи с колебаниями уровня Мирового океана. Однако рассматривать следует, в первую очередь, площадь горных территорий [22].

Феномен кайнозойского похолодания обсуждался уже в XIX веке. В 1899 г. Т. Чемберлин рассуждал о причинах следующим образом [26, с. 565]: “Если, следовательно, в истории Земли были пе-

риоды, когда происходили общие преобразования ее внешней формы в соответствии с накопленными внутренними напряжениями ... так, что средняя высота поверхности суши увеличивалась, а часть ее разрывалась и раздробливалась — считается, что карбонизация горных пород должна быть ускорена каким-то значительным мультипликатором, и что скорость потребления углекислого газа в атмосфере должна быть соответствующим образом увеличена...”. В соответствии с работой [22] похолодание последних 50 млн лет связано со снижением атмосферного CO₂, вызванного активным горообразованием и возросшей в связи с этим химической денудацией. В своей работе авторы [22] ссылаются на работу Чемберлина и приводят доводы в пользу того, что именно горообразование послужило первопричиной снижения атмосферного CO₂. Помимо Гималаев, Альпы, горные массивы восточной Африки и Кордильеры также характеризовались активным переформированием рельефа в кайнозое [72, 73]. Реконструированные палеоконцентра-

ции CO_2 [18, 74] согласуются с данной гипотезой. Непосредственно роль Тибетского плато, на котором делался акцент [22], вероятно, преувеличена, так как углы наклонов здесь небольшие и по этой причине по классификации [56] его формально даже нельзя отнести к “горному району”. Подробная дискуссия по современным данным по горообразованию, интенсивность которого существенно менялась на протяжении кайнозоя, выходит за рамки данной работы. Отметим лишь, что не вызывает сомнений то обстоятельство, что уже в эоцене формировался горный рельеф в ряде районов, в частности в Гималаях [23, 75–77] после столкновения Индийской плиты с Азиатской, датированного сейчас в ~58 млн л. н. [78], что полностью соответствует рассматриваемой гипотезе.

Важно отметить, что никакой очевидной внешней причины, которая могла бы объяснить кайнозойское похолодание, обнаружить не удалось. Деятельность вулканов, посредством которой CO_2 поступает в атмосферу, достаточно хорошо отслеживается в ретроспективе, поскольку она напрямую связана со скоростью ряда фундаментальных геологических процессов. Хорошо известно, что эти скорости не менялись существенным образом [22], а поток солнечного излучения до кайнозоя и на его протяжении не убывал, а наоборот, возрастал [79]. При более глубоком исследовании необходимо учитывать сложные цепочки взаимосвязанных физических и химических процессов [17, 69, 79, 80]. При количественном описании вовлеченных процессов, строго говоря, следует рассматривать величину коэффициента обратной связи *химическая денудация* — CO_2 — *климат*.

Доводы Раймо и Руддмана сегодня по-прежнему остаются отчасти дискуссионными и есть работы, в которых предлагаются иные (или дополнительные) значимые факторы [81]. Полнота картины по регуляции концентрации CO_2 в атмосфере достигается лишь при учете эрозии органического углерода, окисления сульфидов и т.д. [68, 71, 82]. В исходной концепции Раймо и Руддмана данные факторы не учитывались. По мнению авторов работы [83] (см. также [81]), на глобальную химическую денудацию (а соответственно на содержание CO_2 в атмосфере) значительное влияние могла оказать эволюция наземных растений. Распространение сосудистых растений посредством процесса эвапотранспирации могло существенным образом изменить глобальный гидрологический цикл, что в свою очередь могло повлиять на темпы химической денудации в глобальном масштабе. Точка зрения авторов работы [83] не получила большого резонанса, однако, несомненно, заслуживает дальнейшего изучения. Естественно, прямое воздействие растительности хорошо известно и в настоящее время считается од-

ним из важнейших факторов в механизме контроля денудации [15]. Отдельно также нужно отметить фактор воздействия образовавшего горного рельефа альпийской складчатости на глобальный климат посредством изменения атмосферной циркуляции на континентах, особенно в Евразии. Этот фактор рассматривается в работе [72], более детально в работе [84], а также некоторых более поздних работах [85], но, очевидно, также заслуживает более глубокого исследования.

Все чаще современность изучается в длительном контексте общего кайнозойского тренда в связи с тем, что воздействие человека на уровень CO_2 в атмосфере может привести к тому, что уже к середине XXI века атмосфера будет характеризоваться такими же значениями его концентрации, как рассматриваемая здесь отправная точка 50 млн л. н. [86]. Процесс денудации в глобальном масштабе также претерпевает сейчас под воздействием деятельности человека беспрецедентные изменения. Наиболее важную роль играют земледелие, с момента его зарождения, вырубка лесов, добыча полезных ископаемых, а также появление крупных гидроэлектростанций в XX веке. Развитие земледелия спровоцировало глобальный рост денудации в 2–10 раз по оценкам [54, 87]. В горных районах, на которых сосредоточено особое внимание в данной работе, деятельность человека привела к 10–100-кратному усилению денудации, в первую очередь в пределах предгорно-низкогорного пояса. Фактор антропогенного усиления темпов денудации также необходимо учитывать при оценках будущих изменений концентрации CO_2 в атмосфере.

ВЫВОДЫ

Обобщение данных о темпах денудации, накопленных за последние десятилетия, сформировавшееся детальное понимание механизмов химической денудации силикатных горных пород, а также имеющаяся сегодня реконструкция изменений концентрации атмосферного CO_2 за период кайнозоя [74] в целом подтверждают гипотезу Раймо-Руддмана о влиянии денудации гор на глобальный климат. Предложить убедительное альтернативное объяснение постепенного выведения CO_2 из атмосферы с начала кайнозоя и сопутствующего похолодания пока не удастся. Для последних десятилетий, ожидаемо, наиболее значительная суммарная (физическая и химическая) денудация выявлена для речных бассейнов, преимущественно находящихся в субтропическом поясе, вне зависимости от местоположения истоков реки в каком-либо высотном поясе (табл. 3). В значительной мере это обусловлено и наибольшим, и максимально длительным антропогенным влиянием на горные массивы, расположенные в субтропиках, в силу комфортности прожи-

вания. Тем не менее, пока еще имеющиеся в меньшем объеме оценки денудации, полученные на основе использования ^{10}Be , которые охватывают гораздо более продолжительный временной интервал, подтверждают высокие темпы денудации в субтропиках [15]. Достоверно выявлено влияние механизмов ряда гидролого-геоморфологических процессов, в частности химической денудации силикатных горных пород и особенностей формирования поверхностного стока, на интенсивность выведения CO_2 из атмосферы [28, 70, 80]. Фактически физическая денудация не только сказывается на масштабах химической денудации, но и опосредованно влияет на другие процессы связывания атмосферного CO_2 (в частности, через органический углерод). Тем не менее все еще существует определенный дефицит данных по объемам растворенного стока и, особенно, стока влекомых наносов горных рек, а также количественных оценок накопления продуктов денудации внутри водосборов по пути их транспортировки в постоянные водотоки [65, 88]. Накопление и анализ этих данных позволят более точно оценить соотношение физической и химической денудации в различных высотных зонах и климатических поясах. Отправная точка рассматриваемых климатических изменений — ранний кайнозой, который характеризовался высокими температурами воздуха и высоким содержанием CO_2 в атмосфере, все чаще предлагается в качестве наиболее подходящего аналога будущего климата [19, 34, 74, 86]. Ввиду происходящих быстрых масштабных изменений, сопоставимых с изменениями геологического прошлого, дальнейшие исследования механизмов воздействия природных и антропогенных процессов на глобальный климат, в частности горообразования и денудации, приобретают все большее значение.

БЛАГОДАРНОСТИ

Первичная работа с литературой, формулировка темы и концепции статьи выполнены в рамках ГЗ № 0127-2019-0008. Работа с подобранной литературой, сопоставление данных проделаны в рамках ГЗ № 0148-2019-0005.

Подготовка исходной рукописи и итоговой версии публикации выполнены при поддержке РНФ (грант № 19-17-00181 “Количественная оценка бассейновой составляющей стока наносов и ее изменений в голоцене на реках Кавказа”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Keller E., Adamaitis C., Alessio P., Anderson S., Goto E., Gray S., Gurrola L., and Morell K. Applications in geomorphology // *Geomorphology*. 2020. Vol. 366. Article number: 106729.
2. Lasaga A.C., Soler J.M., Ganor J., Burch T.E., and Nagy K.L. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58. P. 2361–2386.
3. Sloan L.C., Bluth G.J., and Filippelli G.M. A comparison of spatially resolved and global mean reconstructions of continental denudation under ice-free and present conditions // *Paleoceanography*. 1997. Vol. 12. P. 147–160.
4. Добродеев О.П., Суетова И.А. Живое вещество Земли. Масса, продукция, география, геохимическое значение и возможное влияние на климат и оледенение Земли // Пробл. общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. С. 26–59.
5. Rodhe H., Charlson R., and Crawford E. Svante Arrhenius and the greenhouse effect // *Ambio*. 1997. Vol. 26. P. 2–5.
6. Houghton J. Global warming // *Reports on Progress in Physics*. 2005. Vol. 68. P. 1343–1403.
7. Petersen A.M., Vincent E.M., and Westerling A.L. Discrepancy in scientific authority and media visibility of climate change scientists and contrarians // *Nature Communications*. 2019. Vol. 10. Article number: 3502.
8. IPCC: Climate Change 2013 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, 2013. 1535 p.
9. Turowski J.M. and Cook K.L. Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2017. Vol. 42. P. 109–127.
10. Granger D.E. and Schaller M. Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale // *Elements*. 2014. Vol. 10. P. 369–373.
11. Эрозионно-русловые системы / Под ред. Р.С. Чалова, А.Ю. Сидорчука, В.Н. Голосова. М.: ИН-ФРА, 2017. 702 с.
12. Milliman J.D. and Farnsworth K.L. River discharge to the coastal ocean: A global synthesis. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013. 394 p.
13. Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport. S. Chalov, V. Golosov, A. Collins, and M. Stone (Eds.). *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2019. Vol. 381. 126 p.
14. Portenga E.W. and Bierman P.R. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be // *GSA Today*. 2011. Vol. 21. P. 4–10.
15. Mishra A.K., Placzek C., and Jones R. Coupled influence of precipitation and vegetation on millennial-scale erosion rates derived from ^{10}Be // *PLoS ONE*. 2019. Vol. 14. Article number: e0211325, Supporting information: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0211325>
16. Anagnostou E., John E.H., Edgar K.M., Foster G.L., Ridgwell A., Inglis G.N., Pancost R.D., Lunt D.J., and Pearson P.N. Changing atmospheric CO_2 concentration was the primary driver of early Cenozoic climate // *Nature*. 2016. Vol. 533. P. 380–384.

17. *Caves J.K., Jost A.B., Lau K.V., and Maher K.* Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 450. P. 152–163.
18. *Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., and Wright J.D.* Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records // *Science Advances*. 2020. Vol. 6. Article number: eaaz1346.
19. *Zachos J.C., Dickens G.R., and Zeebe R.E.* An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics // *Nature*. 2008. Vol. 451. P. 279–283.
20. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
21. *Barker P.F., Diekmann B., and Escutia C.* Onset of Cenozoic Antarctic glaciation // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2007. Vol. 54. P. 2293–2307.
22. *Raymo M.E. and Ruddiman W.F.* Tectonic forcing of late Cenozoic climate // *Nature*. 1992. Vol. 359. P. 117–122.
23. Tectonic uplift and climate change. *W.F. Ruddiman* (Ed.). Springer, New York. 1997. 535 p.
24. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.* Корреляция эндогенных событий и вариаций климата в позднем кайнозое Центральной Азии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2006. Т. 14. С. 3–25.
25. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Горообразующие процессы и вариации климата в истории Земли // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47. С. 7–25.
26. *Chamberlin T.C.* An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis // *The Journal of Geology*. 1899. Vol. 7. P. 545–584.
27. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 224 с.
28. *Penman D.E., Rugenstein J.K.C., Ibarra D.E., and Winnick M.J.* Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle // *Earth-Science Reviews*. 2020. Article number: 103298.
29. *White A.F. and Brantley S.L.* The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 202. P. 479–506.
30. *Hilley G.E., Chamberlain C.P., Moon S., Porder S., and Willett S.D.* Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 293. P. 191–199.
31. *Winnick M.J. and Maher K.* Relationships between CO₂, thermodynamic limits on silicate weathering, and the strength of the silicate weathering feedback // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 485. P. 111–120.
32. *Maher K. and Navarre-Sitchler A.* Reactive transport processes that drive chemical weathering: From making space for water to dismantling continents // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2019. Vol. 85. P. 349–380.
33. *Lebedeva M.I. and Brantley S.L.* Relating the depth of the water table to the depth of weathering // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2020. Vol. 45. P. 2167–2178.
34. *Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K.* Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.
35. *Scher H.D. and Martin E.E.* Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage // *Science*. 2006. Vol. 312. P. 428–430.
36. *O'Dea A., Lessios H.A., Coates A.G., Eytan R.I., Restrepo-Moreno S.A., Cione A.L., Collins L.S., De Queiroz A., Farris D.W., Norris R.D., Stallard R.F., Woodburne M.O., Aguilera O., Aubry M.-P., Berggren W.A., Budd A.F., Cozzuol M.A., Coppard S.E., Duque-Caro H., Finnegan S., Gasparini G.M., Grossman E.L., Johnson K.G., Keigwin L.D., Knowlton N., Leigh E.G., Leonard-Pingel J.S., Marko P.B., Pyenson N.D., Rachello-Dolmen P.G., Soibelzon E., Soibelzon L., Todd J.A., Vermeij G.J., and Jackson J.B.C.* Formation of the Isthmus of Panama // *Science Advances*. 2016. Vol. 2. Article number: e1600883.
37. *Kennett J.P.* Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography // *Journal of Geophysical Research*. 1977. Vol. 82. P. 3843–3860.
38. *Haug G.H. and Tiedemann R.* Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation // *Nature*. 1998. Vol. 393. P. 673–676.
39. *Brooks C.E.P.* Climate through the Ages: A Study of the Climatic Factors and their Variations. Ernest Benn, London, 1926. 439 p.
40. *Urey H.C.* The thermodynamic properties of isotopic substances // *Journal of the Chemical Society*. 1947. P. 562–581.
41. *Emiliani C.* Temperature and age analysis of deep-sea cores // *Science*. 1957. Vol. 125. P. 383–387.
42. *Bradley R.S.* Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary. Academic Press, San Diego, 2014. 696 p.
43. *Paleoclimatology. G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin* (Eds.). Springer, New York, 2021. 478 p.
44. *Barrett P.J.* A history of Antarctic Cenozoic glaciation – view from the continental margin. F. Florindo and M. Siegert (Eds.) // *Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth and Environmental Science*. 2008. Vol. 8. P. 33–83.
45. *Zachos J.C., Lohmann K.C., Walker J.C., and Wise S.W.* Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective // *The Journal of Geology*. 1993. Vol. 101. P. 191–213.
46. *Wilson G.S., Roberts A.P., Verosub K.L., Florindo F., and Sagnotti L.* Magnetobiostratigraphic chronology of the Eocene-Oligocene transition in the CIROS-1 core, Victoria Land margin, Antarctica: Implications for

- Antarctic glacial history // Geological Society of America Bulletin. 1998. Vol. 110. P. 35–47.
47. *Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., Beget J., Wei W., and Spezzaferri S.* Seven million years of glaciation in Greenland // Science. 1994. Vol. 264. P. 952–955.
 48. *Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddleston P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A.O., Morton A.C., Murray J.W., and Westberg-Smith J.* Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // Nature. 1984. Vol. 307. P. 620–623.
 49. *Hays J.D., Imbrie J., and Shackleton N.J.* Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.
 50. *Mix A.C., Bard E., and Schneider R.* Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG) // Quaternary Science Reviews. 2001. Vol. 20. P. 627–657.
 51. *Douglas I.* Man, vegetation, and the sediment yield of rivers // Nature. 1967. Vol. 215. P. 925–928.
 52. *Jansen I.M.L. and Painter R.B.* Predicting sediment yield from climate and topography // Journal of Hydrology. 1974. Vol. 21. P. 371–380.
 53. *Milliman J.D. and Meade R.H.* World-wide delivery of river sediment to the oceans // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. P. 1–21.
 54. *Milliman J.D. and Syvitski J.P.* Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers // The Journal of Geology. 1992. Vol. 100. P. 525–544.
 55. *Gilbert G.K.* Geology of the Henry Mountains. US Geological and Geographical Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC, 1877. 160 p.
 56. *Meybeck M., Green P., and Vörösmarty C.* A new typology for mountains and other relief classes // Mountain Research and Development. 2001. Vol. 21. P. 34–45.
 57. *Larsen I.J., Montgomery D.R., and Greenberg H.M.* The contribution of mountains to global denudation // Geology. 2014. Vol. 42. P. 527–530.
 58. *Tsyplenkov A., Golosov V., and Vanmaercke M.* Contemporary suspended sediment yield of Caucasus mountains // Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 2019. Vol. 381. P. 87–93.
 59. *Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V., and Chalov S.* Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus // Journal of Soils and Sediments. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281.
 60. *Mariotti A., Blard P.H., Charreau J., Petit C., Molliex S., and ASTER Team.* Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic ^{10}Be concentrations in fine (50–100 μm) and medium (100–250 μm) sediments of the Var River basin, southern French Alps // Earth Surface Dynamics. 2019. Vol. 7. P. 1059–1074.
 61. *Ojha L., Ferrier K.L., and Ojha T.* Millennial-scale denudation rates in the Himalaya of Far Western Nepal // Earth Surface Dynamics. 2019. Vol. 7. P. 969–987.
 62. *Moore A.K. and Granger D.E.* Watershed-averaged denudation rates from cosmogenic ^{36}Cl in detrital magnetite // Earth and Planetary Science Letters. 2019. Vol. 527. Article number: 115761.
 63. *Starke J., Ehlers T.A., and Schaller M.* Latitudinal effect of vegetation on erosion rates identified along western South America // Science. 2020. Vol. 367. P. 1358–1361.
 64. *Wittmann H., Oelze M., Gaillardet J., Garzanti E., and von Blanckenburg F.* A global rate of denudation from cosmogenic nuclides in the Earth's largest rivers // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 204. Article number: 103147.
 65. *Mao L., Comiti F., Carrillo R., and Penna D.* Sediment transport in proglacial rivers. T. Heckmann and D. Morche (Eds.). Geomorphology of Proglacial Systems // Geography of the Physical Environment. Springer, Cham. 2019. P. 199–217.
 66. *Страхов H.M.* Основы теории литогенеза. В 3 т. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. 212 с.; Т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. 574 с.
 67. *Gabet E.J. and Mudd S.M.* A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates // Geology. 2009. Vol. 37. P. 151–154.
 68. *Hilton R.G. and West A.J.* Mountains, erosion and the carbon cycle // Nature Reviews Earth and Environment. 2020. Vol. 1. P. 284–299.
 69. *Colbourn G., Ridgwell A., and Lenton T.* The time scale of the silicate weathering negative feedback on atmospheric CO_2 // Global Biogeochemical Cycles. 2015. Vol. 29. P. 583–596.
 70. *Goudie A.S. and Viles H.A.* Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 113. P. 59–71.
 71. *Galy V., Peucker-Ehrenbrink B., and Eglinton T.* Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion // Nature. 2015. Vol. 521. P. 204–207.
 72. *Ruddiman W.F., Prell W.L., and Raymo M.E.* Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Rationale for general circulation modeling experiments // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1989. Vol. 94. P. 18379–18391.
 73. *Ollier C.D.* Mountain building and climate: Mechanisms and timing // Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. 2004. Vol. 27. P. 139–149.
 74. *Rae J.W., Zhang Y.G., Liu X., Foster G.L., Stoll H.M., and Whiteford R.D.* Atmospheric CO_2 over the Past 66 Million Years from Marine Archives // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2021. Vol. 49. P. 609–641.
 75. *Ding L., Xu Q., Yue Y., Wang H., Cai F., and Li S.* The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 392. P. 250–264.
 76. *Kapp P. and DeCelles P.G.* Mesozoic–Cenozoic geological evolution of the Himalayan–Tibetan orogen and working tectonic hypotheses // American Journal of Science. 2019. Vol. 319. P. 159–254.

77. Xiong Z., Ding L., Spicer R.A., Farnsworth A., Wang X., Valdes P.J., Su T., Zhang Q., Zhang L., Cai F., Wang H., Lia Z., Song P., Guo X., and Yue Y. The early Eocene rise of the Gonjo Basin, SE Tibet: From low desert to high forest // *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 543. Article number: 116312.
78. van Hinsbergen D.J., Lippert P.C., Li S., Huang W., Ad-vokaat E. L., and Spakman W. Reconstructing Greater India: Paleogeographic, kinematic, and geodynamic perspectives // *Tectonophysics*. 2019. Vol. 760. P. 69–94.
79. Kump L.R., Brantley S.L., and Arthur M.A. Chemical, weathering, atmospheric CO₂, and climate // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2000. Vol. 28. P. 611–667.
80. Maher K. and Chamberlain C. Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle // *Science*. 2014. Vol. 343. 1502–1504.
81. Ibarra D.E., Rugenstein J.K.C., Bachan A., Baresch A., Lau K.V., Thomas D.L., Lee J.-E., Boyce C.K., and Chamberlain C.P. Modeling the consequences of land plant evolution on silicate weathering // *American Journal of Science*. 2019. Vol. 319. P. 1–43.
82. Galy V., France-Lanord C., Beyssac O., Faure P., Ku-drass H., and Palhol F. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system // *Nature*. 2007. Vol. 450. P. 407–410.
83. Hay W.W., Soeding E., DeConto R.M., and Wold C.N. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox // *International Journal of Earth Sciences*. 2002. Vol. 91. P. 746–774.
84. Rind D., Russell G., and Ruddiman W.F. The effects of uplift on ocean-atmosphere circulation. W.F. Ruddiman (Ed.). *Tectonic uplift and climate change*. Springer, New York, 1997, 535 p.
85. Feng R., Poulsen C.J., Werner M., Chamberlain C.P., Mix H.T., and Mulch A. Early Cenozoic evolution of topography, climate, and stable isotopes in precipitation in the North American Cordillera // *American Journal of Science*. 2013. Vol. 313. P. 613–648.
86. Foster G.L., Royer D.L., and Lunt D.J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. Article number: 14845.
87. Panin A. Land-ocean sediment transfer in palaeotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. V. Golosov, V. Belyaev, and D.E. Walling (Eds.). *Sediment transfer through the fluvial system* // *IAHS Publ.* 2004. Vol. 288. P. 115–124.
88. Hinderer M., Kastowski M., Kamelger A., Bartolini C., and Schlunegger F. River loads and modern denudation of the Alps – a review // *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 118. P. 11–44.

Role of orogeny and global denudation in the Cenozoic cooling

A. M. Grachev^{a,#} and V. N. Golosov^{a,b,##}

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: agrachev@igras.ru*

^{##}*E-mail: golosov@igras.ru*

This review paper examines a set of interrelated processes: the mountain uplift, the process of denudation, the changes in the atmospheric CO₂, and the gradual climate cooling in the Cenozoic. The rate of denudation on a geological scale can change quite significantly both in connection with seismotectonic activity and climatic changes. Climatic changes, in turn, can be caused by the consequences of seismotectonic activity, which cause changes in the relief of the territory and the rate of denudation. The global climatic regime began to change dramatically ca. 50 million years ago. The mechanism of this most significant climatic change since the beginning of the Cenozoic era 66 million years ago to the present day (the so-called Cenozoic cooling) is still not fully understood. More and more evidence support the provisions of the Raimo-Ruddiman hypothesis, formulated in 1992, on the cause of the Cenozoic cooling. The hypothesis suggests that mountainous relief significant on a global scale causes the intensification of denudation and sequestration of atmospheric CO₂ in the form of carbonate. This, in turn, affects the global climate. Methods and approaches have been significantly advanced recently enabling to infer quantitatively the intensity of individual exogenous processes and the rate of denudation in general. Modern quantitative data of river sediment yields and basin denudation based on ¹⁰Be analysis indicates the extent of disintegration of mountainous regions. The contrast in relief is a key parameter that determines the scale of natural (i.e. free of human intervention) denudation. This is reinforced by the significant contribution of mountainous regions, primarily of Alpine orogeny, to global denudation. This work illustrates the general trend of Cenozoic cooling and considers the key elements of the hypothesis formulated by Raymo and Ruddiman, as well as the results of the latest research confirming the impact of relief and denudation rates on climate change.

Keywords: denudation, mountains, relief, climate, CO₂, Cenozoic cooling

ACKNOWLEDGEMENTS

Primary work with the literature, the formulation of the topic and the concept of the paper were carried out within the framework of State assignment No. 0127-2019-0008. Work with the selected literature, data comparison were performed within the framework of State assignment No. 0148-2019-0005.

The preparation of the original manuscript and the final version of the publication was supported by the Russian Science Foundation (grant No. 19-17-00181 “Quantitative assessment of the slope sediment flux and its changes in the Holocene for the Caucasus mountain rivers”).

REFERENCES

- Keller E., Adamaitis C., Alessio P., Anderson S., Goto E., Gray S., Gurrola L., and Morell K. Applications in geomorphology. *Geomorphology*. 2020. Vol. 366. Article number: 106729.
- Lasaga A.C., Soler J.M., Ganor J., Burch T.E., and Nagy K.L. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58. P. 2361–2386.
- Sloan L.C., Bluth G.J., and Filippelli G.M. A comparison of spatially resolved and global mean reconstructions of continental denudation under ice-free and present conditions. *Paleoceanography*. 1997. Vol. 12. P. 147–160.
- Dobrodeev O.P. and Suetova I.A. *Zhivoe veshchestvo Zemli. Massa, produktsiya, geografiya, geokhimicheskoe znachenie i vozmozhnoe vliyanie na klimat i oledenenie Zem* (Living matter of the Earth. Mass, production, geography, geochemical significance and possible impact on the climate and glaciation of the Earth). *Problemy obshchei fizicheskoy geografii i paleogeografii*. M.: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1976. P. 26–59. (In Russ.).
- Rodhe H., Charlson R., and Crawford E. Svante Arrhenius and the greenhouse effect. *Ambio*. 1997. Vol. 26. P. 2–5.
- Houghton J. Global warming. *Reports on Progress in Physics*. 2005. Vol. 68. P. 1343–1403.
- Petersen A.M., Vincent E.M., and Westerling A.L. Discrepancy in scientific authority and media visibility of climate change scientists and contrarians. *Nature Communications*. 2019. Vol. 10. Article number: 3502.
- IPCC: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, 2013. 1535 p.
- Turowski J.M. and Cook K.L. Field techniques for measuring bedrock erosion and denudation. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2017. Vol. 42. P. 109–127.
- Granger D.E. and Schaller M. Cosmogenic nuclides and erosion at the watershed scale. *Elements*. 2014. Vol. 10. P. 369–373.
- Erozionno-ruslovye sistemy* (Catchment erosion-fluvial systems). R.S. Chalov, A.Yu. Sidorchuk, and V.N. Golosov (Eds.). M.: INFRA (Publ.), 2017. 702 p. (In Russ.).
- Milliman J.D. and Farnsworth K.L. *River discharge to the coastal ocean: A global synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013. 394 p.
- Land use and climate change impacts on erosion and sediment transport*. S. Chalov, V. Golosov, A. Collins, and M. Stone (Eds.). Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences. 2019. Vol. 381. 126 p.
- Portenga E.W. and Bierman P.R. Understanding Earth's eroding surface with ^{10}Be . *GSA Today*. 2011. Vol. 21. P. 4–10.
- Mishra A.K., Placzek C., and Jones R. Coupled influence of precipitation and vegetation on millennial-scale erosion rates derived from ^{10}Be . *PLoS ONE*. 2019. Vol. 14. Article number: e0211325, Supporting information: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0211325>.
- Anagnostou E., John E.H., Edgar K.M., Foster G.L., Ridgwell A., Inglis G.N., Pancost R.D., Lunt D.J., and Pearson P.N. Changing atmospheric CO_2 concentration was the primary driver of early Cenozoic climate. *Nature*. 2016. Vol. 533. P. 380–384.
- Caves J.K., Jost A.B., Lau K.V., and Maher K. Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback. *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 450. P. 152–163.
- Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., and Wright J.D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science Advances*. 2020. Vol. 6. Article number: eaaz1346.
- Zachos J.C., Dickens G.R., and Zeebe R.E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*. 2008. Vol. 451. P. 279–283.
- Izmenenie klimata i landshaftov za poslednie 65 millionov let (kainozoi: ot paleotsena do golotsena)* (Climate and landscape change over the last 65 million years (Cenozoic: from Paleocene to Holocene)). A.A. Velichko (Ed.). M.: GEOS (Publ.), 1999. 260 p. (in Russ.).
- Barker P.F., Diekmann B., and Escutia C. Onset of Cenozoic Antarctic glaciation. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2007. Vol. 54. P. 2293–2307.
- Raymo M.E. and Ruddiman W.F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*. 1992. Vol. 359. P. 117–122.
- Tectonic uplift and climate change*. W.F. Ruddiman (Ed.). 1997. Springer, New York. 535 p.
- Yarmolyuk V.V. and Kuzmin M.I. *Korrelatsiya endogennykh sobytii i variatsii klimata v pozdnem kainozoe Tsentral'noi Azii* (Correlation of endogenous events and climate variations in the Late Cenozoic of Central Asia). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelatsiya*. 2006. Vol. 14. P. 3–25. (in Russ.).
- Kuzmin M.I. and Yarmolyuk V.V. *Gorobrazuyushchie protsessy i variatsii klimata v istorii Zemli* (Mountain-

- forming processes and climate variations in the history of the Earth). *Geologiya i geofizika*. 2006. Vol. 47. P. 7–25. (in Russ.).
26. Chamberlin T.C. An attempt to frame a working hypothesis of the cause of glacial periods on an atmospheric basis. *The Journal of Geology*. 1899. Vol. 7. P. 545–584.
 27. Zubakov V.A. *Global'nye klimaticheskie sobytiya neogena* (Global climatic events of the Neogene). L.: Gidrometeoizdat (Publ.), 1990. 224 p. (in Russ.).
 28. Penman D.E., Rugenstein J.K.C., Ibarra D.E., and Winnick M.J. Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle. *Earth-Science Reviews*. 2020. Article number: 103298.
 29. White A.F. and Brantley S.L. The effect of time on the weathering of silicate minerals: why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology*. 2003. Vol. 202. P. 479–506.
 30. Hilley G.E., Chamberlain C.P., Moon S., Porder S., and Willett S.D. Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 293. P. 191–199.
 31. Winnick M.J. and Maher K. Relationships between CO₂, thermodynamic limits on silicate weathering, and the strength of the silicate weathering feedback. *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 485. P. 111–120.
 32. Maher K. and Navarre-Sitchler A. Reactive transport processes that drive chemical weathering: From making space for water to dismantling continents. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2019. Vol. 85. P. 349–380.
 33. Lebedeva M.I. and Brantley S.L. Relating the depth of the water table to the depth of weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2020. Vol. 45. P. 2167–2178.
 34. Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*. 2001. Vol. 292. P. 686–693.
 35. Scher H.D. and Martin E.E. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*. 2006. Vol. 312. P. 428–430.
 36. O'Dea A., Lessios H.A., Coates A.G., Eytan R.I., Restrepo-Moreno S.A., Cione A.L., Collins L.S., De Queiroz A., Farris D.W., Norris R.D., Stallard R.F., Woodburne M.O., Aguilera O., Aubry M.-P., Berggren W.A., Budd A.F., Cozzuol M.A., Coppard S.E., Duque-Caro H., Finnegan S., Gasparini G.M., Grossman E.L., Johnson K.G., Keigwin L.D., Knowlton N., Leigh E.G., Leonard-Pingel J.S., Marko P.B., Pyenson N.D., Rachello-Dolmen P.G., Soibelzon E., Soibelzon L., Todd J.A., Vermeij G.J., and Jackson J.B.C. Formation of the Isthmus of Panama. *Science Advances*. 2016. Vol. 2. Article number: e1600883.
 37. Kennett J.P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*. 1977. Vol. 82. P. 3843–3860.
 38. Haug G.H. and Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*. 1998. Vol. 393. P. 673–676.
 39. Brooks C.E.P. *Climate through the Ages: A Study of the Climatic Factors and their Variations*. Ernest Benn, London, 1926. 439 p.
 40. Urey H.C. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society*. 1947. P. 562–581.
 41. Emiliani C. Temperature and age analysis of deep-sea cores. *Science*. 1957. Vol. 125. P. 383–387.
 42. Bradley R.S. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, 2014. 696 p.
 43. *Paleoclimatology*. G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin (Eds.). Springer, New York, 2021. 478 p.
 44. Barrett P.J. *A history of Antarctic Cenozoic glaciation - view from the continental margin*. F. Florindo, M. Siegert (Eds.), Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth and Environmental Science. 2008. Vol. 8. P. 33–83.
 45. Zachos J.C., Lohmann K.C., Walker J.C., and Wise S.W. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *The Journal of Geology*. 1993. Vol. 101. P. 191–213.
 46. Wilson G.S., Roberts A.P., Verosub K.L., Florindo F., and Sagnotti L. Magnetobiostratigraphic chronology of the Eocene-Oligocene transition in the CIROS-1 core, Victoria Land margin, Antarctica: Implications for Antarctic glacial history. *Geological Society of America Bulletin*. 1998. Vol. 110. P. 35–47.
 47. Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., Beget J., Wei W., and Spezzaferri S. Seven million years of glaciation in Greenland. *Science*. 1994. Vol. 264. P. 952–955.
 48. Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddleston P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A.O., Morton A.C., Murray J.W., and Westberg-Smith J. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*. 1984. Vol. 307. P. 620–623.
 49. Hays J.D., Imbrie J., and Shackleton N.J. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*. 1976. Vol. 194. P. 1121–1132.
 50. Mix A.C., Bard E., and Schneider R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*. 2001. Vol. 20. P. 627–657.
 51. Douglas I. Man, vegetation, and the sediment yield of rivers. *Nature*. 1967. Vol. 215. P. 925–928.
 52. Jansen I.M.L. and Painter R.B. Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*. 1974. Vol. 21. P. 371–380.

53. Milliman J.D. and Meade R.H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*. 1983. Vol. 91. P. 1–21.
54. Milliman J.D. and Syvitski J.P. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology*. 1992. Vol. 100. P. 525–544.
55. Gilbert G.K. *Geology of the Henry Mountains*. US Geological and Geographical Survey of the Rocky Mountain Region. Washington, DC, 1877. 160 p.
56. Meybeck M., Green P., and Vörösmarty C. A new typology for mountains and other relief classes. *Mountain Research and Development*. 2001. Vol. 21. P. 34–45.
57. Larsen I.J., Montgomery D.R., and Greenberg H.M. The contribution of mountains to global denudation. *Geology*. 2014. Vol. 42. P. 527–530.
58. Tsyplenkov A., Golosov V., and Vanmaercke M. Contemporary suspended sediment yield of Caucasus mountains. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*. 2019. Vol. 381. P. 87–93.
59. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V., and Chalov S. Suspended sediment budget and intra-event sediment dynamics of a small glaciated mountainous catchment in the Northern Caucasus. *Journal of Soils and Sediments*. 2020. Vol. 20. P. 3266–3281.
60. Mariotti, A., Blard, P. H., Charreau, J., Petit, C., Mollieux, S., and ASTER Team. Denudation systematics inferred from in situ cosmogenic ^{10}Be concentrations in fine (50–100 μm) and medium (100–250 μm) sediments of the Var River basin, southern French Alps. *Earth Surface Dynamics*. 2019. Vol. 7. P. 1059–1074.
61. Ojha L., Ferrier K.L., and Ojha T. Millennial-scale denudation rates in the Himalaya of Far Western Nepal. *Earth Surface Dynamics*. 2019. Vol. 7. P. 969–987.
62. Moore A.K. and Granger D.E. Watershed-averaged denudation rates from cosmogenic ^{36}Cl in detrital magnetite. *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. Vol. 527. Article number: 115761.
63. Starke J., Ehlers T.A., and Schaller M. Latitudinal effect of vegetation on erosion rates identified along western South America. *Science*. 2020. Vol. 367. P. 1358–1361.
64. Wittmann H., Oelze M., Gaillardet J., Garzanti E., and von Blanckenburg F. A global rate of denudation from cosmogenic nuclides in the Earth's largest rivers. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 204. Article number: 103147.
65. Mao L., Comiti F., Carrillo R., and Penna D. *Sediment transport in proglacial rivers*. In: T. Heckmann & D. Morche (Editors), *Geomorphology of Proglacial Systems. Geography of the Physical Environment*. Springer, Cham. 2019. P. 199–217.
66. Strakhov N.M. *Osnovy teorii litogeneza* (Foundations of the theory of lithogenesis). M.: Izd. AN SSSR (Publ.), 1960. T. 1. *Tipy litogeneza i ikh razmeshchenie na poverkhnosti Zemli*. 212 s.; T. 2. *Zakonomernosti sostava i razmeshcheniya gumidnykh otlozhenii* (Vol. 1. Types of lithogenesis and their placement on the Earth's surface. 212 p.; Vol. 2. Regularities of the composition and distribution of humid deposits). 574 p. (in Russ.)
67. Gabet E.J. and Mudd S.M. A theoretical model coupling chemical weathering rates with denudation rates. *Geology*. 2009. Vol. 37. P. 151–154.
68. Hilton R.G. and West A.J. Mountains, erosion and the carbon cycle. *Nature Reviews Earth and Environment*. 2020. Vol. 1. P. 284–299.
69. Colbourn G., Ridgwell A., and Lenton T. The time scale of the silicate weathering negative feedback on atmospheric CO_2 . *Global Biogeochemical Cycles*. 2015. Vol. 29. P. 583–596.
70. Goudie A.S. and Viles H.A. Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives. *Earth-Science Reviews*. 2012. Vol. 113. P. 59–71.
71. Galy V., Peucker-Ehrenbrink B., and Eglinton T. Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion. *Nature*. 2015. Vol. 521. P. 204–207.
72. Ruddiman W.F., Prell W.L., and Raymo M.E. Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American West: Rationale for general circulation modeling experiments. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1989. Vol. 94. P. 18379–18391.
73. Ollier C.D. Mountain building and climate: Mechanisms and timing. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 2004. Vol. 27. P. 139–149.
74. Rae J.W., Zhang Y.G., Liu X., Foster G.L., Stoll H.M., and Whiteford R.D. Atmospheric CO_2 over the Past 66 Million Years from Marine Archives. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2021. Vol. 49. P. 609–641.
75. Ding L., Xu Q., Yue Y., Wang H., Cai F., and Li S. The Andean-type Gangdese Mountains: Paleoelevation record from the Paleocene–Eocene Linzhou Basin. *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. Vol. 392. P. 250–264.
76. Kapp P. and DeCelles P.G. Mesozoic–Cenozoic geological evolution of the Himalayan–Tibetan orogen and working tectonic hypotheses. *American Journal of Science*. 2019. Vol. 319. P. 159–254.
77. Xiong Z., Ding L., Spicer R.A., Farnsworth A., Wang X., Valdes P.J., Su T., Zhang Q., Zhang L., Cai F., Wang H., Lia Z., Song P., Guo X., and Yue Y. The early Eocene rise of the Gonjo Basin, SE Tibet: From low desert to high forest. *Earth and Planetary Science Letters*. 2020. Vol. 543. Article number: 116312.
78. van Hinsbergen D.J., Lippert P.C., Li S., Huang W., Advokaat E. L., and Spakman W. Reconstructing Greater India: Paleogeographic, kinematic, and geodynamic perspectives. *Tectonophysics*. 2019. Vol. 760. P. 69–94.
79. Kump L.R., Brantley S.L., and Arthur M.A. Chemical, weathering, atmospheric CO_2 , and climate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2000. Vol. 28. P. 611–667.

80. Maher K., and Chamberlain C. Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle. *Science*. 2014. Vol. 343. P. 1502–1504.
81. Ibarra D.E., Rugenstein J.K.C., Bachan A., Baresch A., Lau K.V., Thomas D.L., Lee J.-E., Boyce C.K., and Chamberlain C.P. Modeling the consequences of land plant evolution on silicate weathering. *American Journal of Science*. 2019. Vol. 319. P. 1–43.
82. Galy V., France-Lanord C., Beyssac O., Faure P., Kudrass H., and Palhol F. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature*. 2007. Vol. 450. P. 407–410.
83. Hay W.W., Soeding E., DeConto R.M., and Wold C.N. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox. *International Journal of Earth Sciences*. 2002. Vol. 91. P. 746–774.
84. Rind D., Russell G., and Ruddiman W.F. The effects of uplift on ocean-atmosphere circulation. W.F. Ruddiman (Ed.). *Tectonic uplift and climate change*. Springer, New York, 1997, 535 p.
85. Feng R., Poulsen C.J., Werner M., Chamberlain C.P., Mix H.T., and Mulch A. Early Cenozoic evolution of topography, climate, and stable isotopes in precipitation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*. 2013. Vol. 313. P. 613–648.
86. Foster G.L., Royer D.L., and Lunt D.J. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. Article number: 14845.
87. Panin A. Land-ocean sediment transfer in palaeotimes, and implications for present-day natural fluvial fluxes. V. Golosov, V. Belyaev, and D.E. Walling (Eds.), *Sediment transfer through the fluvial system. IAHS Publ.* 2004. Vol. 288. P. 115–124.
88. Hinderer M., Kastowski M., Kamelger A., Bartolini C., and Schlunegger F. River loads and modern denudation of the Alps – a review. *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 118. P. 11–44.