

УДК 551.56/58:551.77(51)

КОРРЕЛЯЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ СОБЫТИЙ И ВАРИАЦИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

© 2006 г. В. В. Ярмолюк*, М. И. Кузьмин**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

**Институт геохимии СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию 14.03.05 г., получена после доработки 01.06.2005 г.

Направленность изменения климата в геологической истории Земли определялась постепенным снижением температуры поверхности планеты. Существенные отклонения от этого тренда были связаны с преобладающим типом вулканизма: в сторону похолодания и установления ледниковых эпох – с ведущей ролью эксплозивного вулканизма конвергентных границ литосферных плит, в сторону усиления парникового эффекта и глобального потепления – с доминированием внутриплитного вулканизма. В эпохи похолодания важную роль в вариациях климата играли также процессы горообразования. Наконец, наиболее частую и регулярную периодичность в вариациях климата определяют особенности положения Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича).

Вариации холодного климата в позднем кайнозое Земли были связаны с горообразованием, связанным с коллизией Индостанской и Северо-Азиатской литосферных плит. Первое глубокое похолодание Северного полушария (2.8–2.5 млн. лет назад) совпало со временем быстрого роста гор по всей территории коллизионного пояса. В Южной Азии оформилось Тибетское плато. В пределах Центральной Азии на рубеже 3 млн. лет назад возникла крупная (>1.5 млн. км²) Хангай-Алтае-Саянская горная страна. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн. км². Рост гор сопровождался вулканической активностью внутриплитного типа, свидетельствующей об участии подлитосферной мантии в процессах горообразования.

На протяжении последних 1.8 млн. лет климат в Центральной Азии был пограничным между ледниковым и межледниковым его состояниями. Вариации климата изменялись согласно циклам Миланковича. Установлено соответствие между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и геохронологическим возрастом межледниковых и ледниковых этапов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна. Лавы, сформировавшиеся в холодные периоды, несут признаки внутриледниковых излияний, поэтому предполагается, что все эпохи похолодания, зафиксированные в Байкальской палеоклиматической записи после 1.8 млн. лет, сопровождалась горными оледенениями с мощностью ледникового панциря до 3 км при площади ледников до 100000 км². Только в эпоху Брунес было не менее восьми оледенений. Выявлена связь между эндогенными (вулканизм и горообразование) и экзогенными (формирование ледников) процессами на протяжении последних 3 млн. лет. Ею обусловлена осциллирующая литосферная нагрузка на астеносферу в результате периодического возникновения и исчезновения мощных покровных ледников, которая провоцировала периодические процессы магмогенерации в краевых участках вулканических областей.

Ключевые слова. Климат, горообразование, новейший вулканизм, К-Аг датирование, Индо-Азиатская коллизия.

ВВЕДЕНИЕ

В конце позднего кайнозоя в Центральной Азии произошел ряд событий, существенно преобразивших лик и природные условия этой части континента. Начиная со второй половины плиоцена, здесь стали формироваться горные системы, активизировалась вулканическая и сейсмическая деятельность. Эти процессы сопровождались изменениями климата, выразившимися в общем похолодании и приведшими к череде сменяющихся эпох оледенения и межледниковья. Совместное проявление эндогенных и экзогенных (климатических) событий невольно наталки-

вает на мысль об их взаимосвязи. Но для того, чтобы принять подобные представления, необходимо прежде всего убедиться, действительно ли эти события были синхронизированы, и не является ли наблюдаемая согласованность мнимой. Только после этого можно задаться вопросом о причинах, определивших взаимосвязь эндогенных и экзогенных процессов. В статье эти проблемы решаются на основе корреляции проявления указанных процессов в пределах Прибайкалья, а также Восточно-Саянской и Хангайской горных областей. В основу выполненных нами сопоставлений были положены такие независи-

мые между собой группы данных как: а) оценки возраста палеоклиматических событий в регионе (по материалам изучения керна осадков оз. Байкал), б) геохронологические данные о времени проявления разнотипного, в том числе внутриледникового, вулканизма в пределах этих горных областей, в) сведения о возрасте формирования рельефа, полученные при анализе времени и условий проявления долинных излияний. Для обоснования выводов о взаимосвязи эндогенных и климатических процессов в кайнозое были также привлечены данные о том, какие геологические факторы определяли вариации климата в геологической истории Земли.

ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В истории Земли выделяется три крупных климатических этапа (Климат в эпохи..., 2004). Первый, продолжающийся большую часть архея, характеризовался отсутствием ледников. Во время второго, охватывающего поздний архей, ранний протерозой, ранний и средний рифей, отмечались эпизодические оледенения. Третий этап, продолжающийся от позднего рифея до настоящего времени, характеризуется эпохами периодических похолоданий с появлением на полюсах ледяных шапок, которые накапливались в позднем рифее, венде, позднем ордовике, среднем карбоне – перми и позднем кайнозое. Эти этапы отражают главную тенденцию изменения климата на Земле, отвечающую постепенному охлаждению поверхности нашей планеты. Как отмечает Н.М. Чумаков (Климат в эпохи..., 2004), похолодание отражает медленное сокращение теплового баланса поверхности планеты. Главной причиной этого было, по-видимому, уменьшение плотности атмосферы, сопровождавшееся снижением содержания в ней парниковых газов. Это могло быть вызвано ослаблением процессов эндогенной дегазации и усилением процессов поглощения CO_2 при образовании и захоронении карбонатов и других углеродсодержащих отложений.

Особо следует рассмотреть климатические вариации третьего этапа, определяющего климат нашего времени. Ряд геологических процессов определяет крупномасштабные изменения климата в этот период. Во-первых, корреляция между вариациями климата и преобладающим типом вулканизма на планете позволяют связать самые значительные похолодания с усилением эксплозивного вулканизма, ассоциирующего с вулканическими поясами конвергентных границ литосферных плит (островными дугами и активными континентальными окраинами). В противофазе к этому вулканизму действовали проявления внутриплитного магматизма (Добрецов, 1997), совпадавшие с периодами потепления. Во-вторых, важ-

ным фактором изменения климата на планете является относительное положение континентов (Хаин, 2003), определявшее характер глобальной океанической и атмосферной циркуляции. Так, наличие оледенений способствовали компактное расположение материков (эпохи существования суперконтинентов), причем в основном в высоких широтах, а также образование на континентах крупных горных систем. Напротив, время деструкции позднепалеозойской Пангеи, растянувшееся на всю мезозойскую эру, привело к образованию многочисленных континентов, изменивших глобальный рисунок океанических и атмосферных течений, которые, в конечном итоге, способствовали сохранению на Земле теплого климата.

В-третьих, изменения климата связаны с положением Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича). Эти климатические изменения связаны с вариациями таких параметров вращения Земли как эксцентриситет, наклон земной оси и прохождение перигелия, которые влияют на суммарную инсоляцию и ее распределение по широтам. В целом, суммарный эффект этих факторов является незначительным, однако в эпохи похолодания, в одну из которых мы сейчас живем, даже этого вклада достаточно, чтобы вызвать изменения в климате планеты. Периодические изменения этих параметров определяют в течение нескольких миллионов лет смену ледниковых и межледниковых периодов.

Несколько подробнее остановимся на анализе причин, определивших изменения климата в последние 250 млн. лет, начиная с рубежа перми и триаса, когда Земля вступила в теплую безледниковую эпоху (Чумаков, 2001; Добрецов, 2004). Главными геологическими событиями этой эпохи стали многочисленные проявления крупномасштабной внутриплитной магматической активности и связанный с этой активностью распад Пангеи. На рис. 1 представлены наиболее крупные лавовые поля, сформированные в это время. Начало эпохи зафиксировано образованием трапповых провинций Эмейшань (259 млн. лет) и Сибирской (248 млн. лет), а также океанического лавового плато Врангелина (225 млн. лет), фрагменты которого установлены в составе офиолитовых комплексов Северо-Американских Кордильер (Condie, 2001). Расцвет внутриплитной деятельности пришелся на юрский и меловой периоды, в течение которых произошло образование таких крупнейших внутриконтинентальных трапповых провинций, как (в скобках возраст в млн. лет): Центрально-Атлантическая (200), Карру-Феррара (183), Парана – Этендека (132), Мадагаскара (88), Декана (66), Северо-Атлантическая (62–56), становление некоторых из них сопровождало распад Пангеи и было связано с образованием новых литосферных границ (Condie, 2001). Наряду с внутриконтинентальными излияниями в океани-

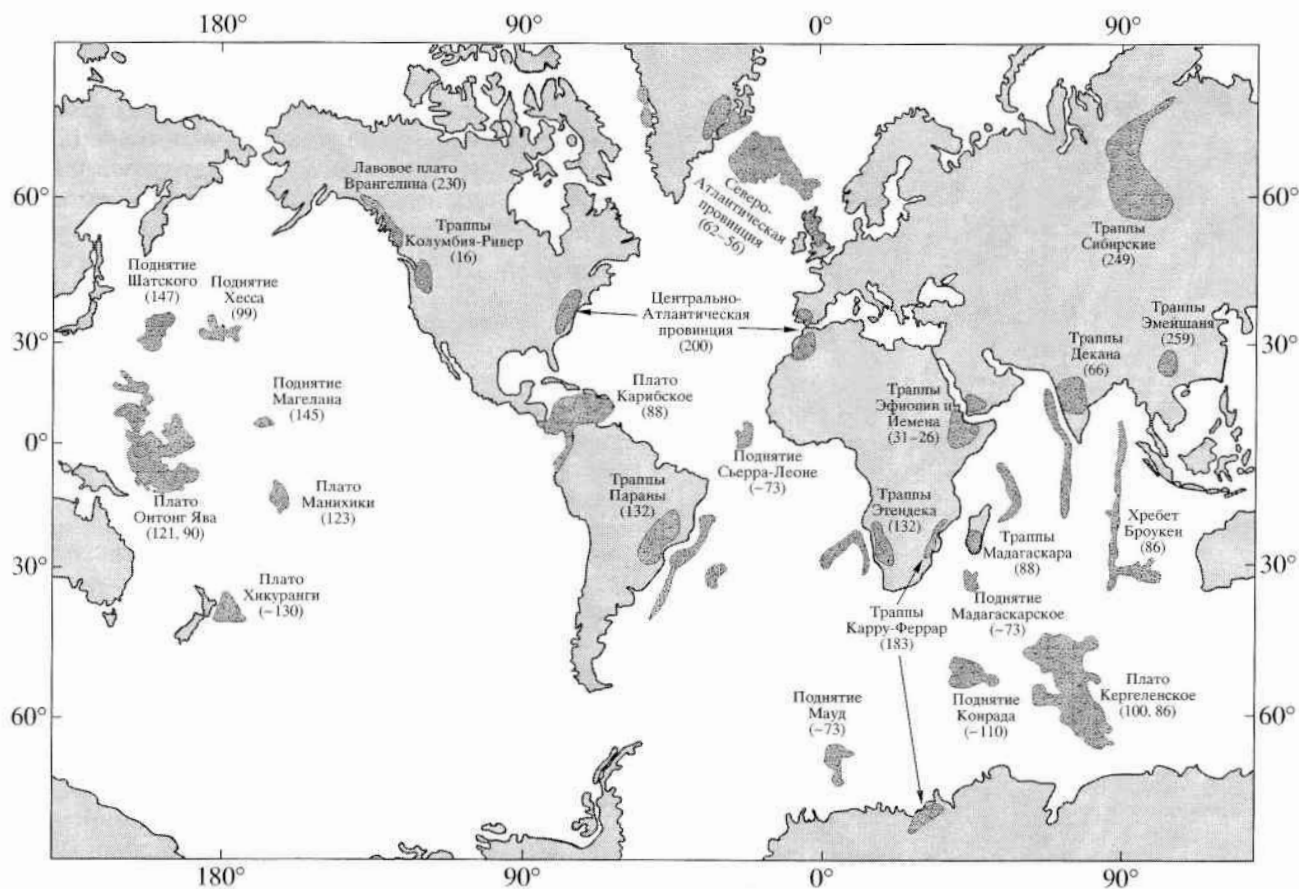


Рис. 1. Схема распространения крупных провинций базальтового внутриплитного магматизма (large igneous provinces), сформированных в последние 260 млн. лет геологической истории. Цифры в скобках – возраст образования в млн. лет. Как следует из анализа схемы, преобладающая часть провинций возникла между 250 и 60 млн. лет.

ческом секторе Земли в это время сформировались крупнейшие лавовые плато, такие как Онтонг-Ява, Кергеленское, Карибское и др., для которых объемы вулканических пород оцениваются десятками миллионов кубических километров (Condie, 2001). Образование этих плато сопровождалось поступлением в атмосферу вулканических газов, прежде всего CO_2 , но кроме того, тепловое воздействие этих излияний способствовало разрушению органического вещества осадочных толщ и, в частности, залежей газогидратов, что повлекло за собой увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере и сокращение потерь тепла поверхностью планеты. Разрушение Пангеи повлекло за собой коренную перестройку систем океанических течений и атмосферной циркуляции, что способствовало интенсивному обмену теплом между низкими и высокими широтами и уменьшению контрастности в распределении температур по поверхности Земли.

Внутриплитная активность заметно ослабела в кайнозое и на протяжении последних 50 млн. лет произошло образование лишь двух крупных внутриконтинентальных лавовых провинций: Эфио-

пии – Йемена (31–26 млн. лет) и Колумбии – Ривер (16 млн. лет), тогда как в океаническом секторе крупных лавовых плато не возникло. В это же время, особенно во вторую половину кайнозоя, активизировался магматизм конвергентных границ и произошли крупные коллизионные события, приведшие, в частности, к формированию альпийско-гималайского коллизионного складчатого пояса. Эти эндогенные процессы сопровождались изменениями климата, выразившимися, в первую очередь, в постепенном снижении средних температур в поверхностных оболочках Земли.

На графике, иллюстрирующем распределение изотопов кислорода в бентосных фораминиферах (рис. 2) за последние 70 млн. лет, хорошо выделяются три эпизода резкого похолодания, усиливающих эту тенденцию, с возрастом: 1) 36 млн. лет, 2) 15 млн. лет, 3) около 4 млн. лет назад.

Первый эпизод похолодания проявился в связи с формированием Циркум-Атлантического течения, возникшего благодаря отделению от Антарктиды Индии (80 млн. лет назад) и Австралии (53 млн. лет назад) и образованию Южно-Антальской котловины (38 млн. лет назад) между Антарк-

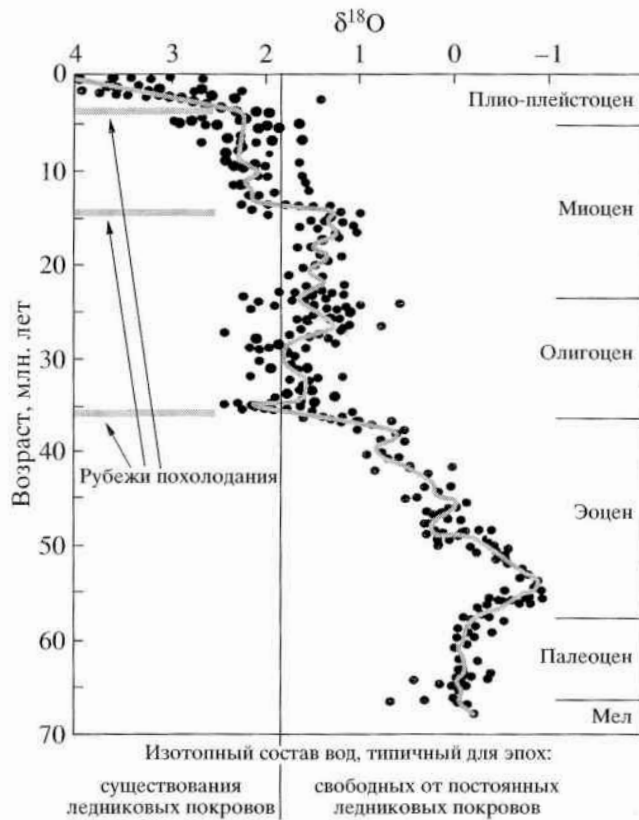


Рис. 2. График изменения изотопного состава кислорода в бентосных фораминиферах Атлантики за последние 70 млн лет, по (Raymo, Ruddiman, 1992). Отмечаются резкие скачки изотопного состава, отвечающие похолоданию на рубежах 36, 15 и <5 млн лет. Точки отвечают составу конкретных проб.

тидой и Южной Америкой (Зоненшайн, Савостин, 1979). Несомненно, что его формированию способствовала также коллизия Индостанского и Северо-Азиатского континентов (40 млн лет назад), которая существенно осложнила широтную циркуляцию океанических вод вдоль Палео-Тетиса. В результате этих процессов возросло поступление влаги в Антарктиду, что привело к формированию ледников в его пределах.

Во время второго эпизода похолодания произошло увеличение льда в Антарктиде и возникли первые ледники в Арктике (Raymo, Ruddiman, 1992). Предполагается, что похолодание было спровоцировано изменениями в расположении континентов и их рельефа (Hay, 1992). Конкретно указывается на образование в это время горных поднятий Южной Азии, на образование Центрально-Американского перешейка, закрытие Палео-Тетиса и на углубление Датского пролива. Все это вызвало усиление деятельности Гольфстрима, приток глубинных вод из Норвежско-Гренландского моря, увеличение влажности в умеренных широтах и т.д. Существенную роль в

изменении климата сыграла также вулканическая активность, в первую очередь, циркум-тихоокеанской системы островных дуг и активных окраин, в пределах которых на протяжении позднего кайнозоя были сформированы мощные комплексы игнимбритов, спекшихся и обычных туфов, свидетельствующих о высокой эксплозивной активности этого времени.

Важнейшей причиной скачкообразного похолодания в кайнозое стало горообразование в Южной Азии. Рассмотрим влияние этого фактора на климат особо.

РОЛЬ ГОРНЫХ СИСТЕМ ЮЖНОЙ АЗИИ В ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ

Исследования последних 15 лет выявили отчетливую связь между горообразованием в Азии и климатом позднего кайнозоя. Многие исследователи обращают внимание, прежде всего, на горные системы Гималаев и Тибета, являющиеся важнейшими топографическими единицами Земли. Как отмечают М. Раймо и В. Рудиман (Raymo, Ruddiman, 1992), Тибетское плато так высоко и широко (высота ~5 км, площадь – 4.7 млн. км²), что оно определяет не только интенсивность региональной циркуляции и формирование муссонов, но и атмосферную циркуляцию на всей Земной сфере. С этим заключением солидарно мнение Н.Л. Добрецова (2004), согласно которому рост высоких гор Азии привел к перестройке атмосферной циркуляции, породившей “завихрения” в виде арктического вихря, монгольского антициклона, тихоокеанских тайфунов.

В истории формирования Тибета выделяется три этапа (Tarponnier et al., 2001; Spicer et al., 2003), которые, в целом, согласуются с отмеченными выше климатическими переломами в кайнозое. Так, к эоцену относится формирование южной части плато, центральная часть возникла в позднем олигоцене–раннем миоцене и северная часть – в плио-плейстоцене. Более строгие оценки возраста образования этих сегментов были получены на основе изучения изотопии кислорода палеовод региона (Rowley et al., 2001), ископаемых растительных ассоциаций (Spicer et al., 2003) и магнитостратиграфии (Qiang et al., 2001). Результаты этих работ показали, что 15 млн лет назад высота поверхности южного сегмента Тибетского плато уже была такой же, как и в настоящее время (Spicer et al., 2003), и что, по крайней мере, с 10 млн лет Гималаи существовали в виде высокоподнятой горной системы (Rowley et al., 2001).

В соответствии с данными о составе и строении лессовых отложений подъем северной части Тибета фиксируется, начиная с 3.5 млн лет (Qiang et al., 2001), и, по-видимому, здесь плато достигло

современной высоты к рубежу 2.6 млн. лет, когда завершилось формирование близкой к современной системы атмосферной циркуляции. К таким же возрастным оценкам пришел Е.В. Артюшков (1998), проанализировавший большую группу геологических, палеогеографических и палеоботанических данных. Более того, он заключил, что резкие изменения палеосреды около 3.4 млн. лет назад охватили все Тибетское плато, а к рубежу 2.5 млн. лет назад плато достигло высоты около 2000 м, что и явилось причиной изменения атмосферной циркуляции. Этапы роста горной системы зафиксированы не только в структуре и составе лессовых отложений (Додонов, 2002), но также в составе континентальной молассы, озерных и флювиальных образований по обрамлению Тибетского плато. Возрастные изменения строения последних хорошо согласуются с особенностями зависящих от температуры вариаций состава морской воды (Edmonds, 1992; Raymo, 1991; Richter et al., 1992) и климата (Kutzbach et al., 1993; Molnar et al., 1993) и, таким образом, позволяют говорить о согласованности в проявлении горообразовательных (в Тибете) процессов с изменениями климата не только в региональном, но и глобальном масштабе, что связано с изменением атмосферной циркуляции в масштабах всей планеты.

Однако моделирование изменений климата Земли (Raymo, Ruddiman, 1992) показало, что нарушение воздушной циркуляции недостаточно для объяснения похолодания, начавшегося еще в эоцене. Ведь в течение всего мезозоя, вплоть до 65 млн. лет, средняя температура была на 20–25° выше, чем современная (Добрецов, 2004). Даже в олигоцене (~35 млн. лет тому назад) температура глубинной океанической воды была на 12°С выше, чем в настоящее время (Raymo, Ruddiman, 1992). Теплый влажный климат обусловил широкое распространение меловых и палеогеновых кор выветривания в большинстве регионов мира, в том числе и Прибайкалье, и огромное количество карбонатных пород, сформированных в меловой период, что однозначно указывают на высокое содержание CO₂ в атмосфере Земли. Очевидно высокое содержание CO₂ в атмосфере вызвало парниковый эффект и определило теплый климат планеты. Похолодание Земли могло наступить при удалении CO₂ из атмосферы прежде всего за счет усиления процессов химического выветривания. В частности, взаимодействие силикатов с CO₂ по реакции типа CaSiO₃ + CO₂ → CaCO₃ + SiO₂ (Raymo, Ruddiman, 1992) ведет к поглощению CO₂ поверхностным слоем Земли, и соответственно, сокращает его содержание в атмосфере. Однако при выровненном рельефе, который преобладал в большинстве регионов Земли в меловой и палеогеновый периоды, выветривание охватывало только верхние десятки, редко

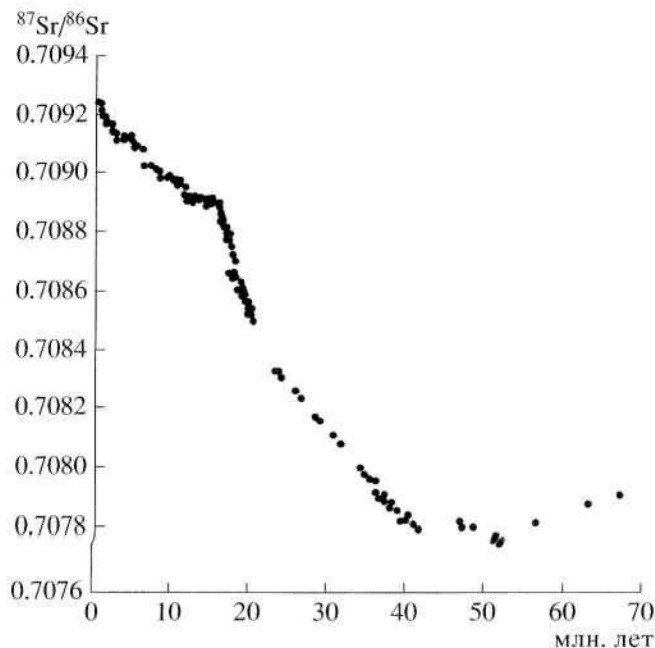


Рис. 3. Изменения изотопного состава Sr в морской воде за последние 70 млн. лет, по (Raymo, Ruddiman, 1992).

сотни метров и затем блокировалось из-за отсутствия доступной для выветривания среды.

Орогенические движения, благодаря которым на поверхность было выведено большое количество коренных пород, стали тем геологическим процессом, который способствовал увеличению объемов химического выветривания, в том числе за счет резко усилившихся явлений эрозии пород, подвергшихся такому выветриванию. Свидетельством такой, по терминологии (Raymo, Ruddiman, 1992), химической эрозии стало резкое изменение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морских карбонатных отложениях, которое произошло около 40 млн. лет назад и привело к последующему его постоянному росту (рис. 3). Но рост этого отношения возможен только в случае увеличения вклада продуктов размыва континентальной коры, характеризующейся более высокими величинами ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr по сравнению с ювенильным (базальты океанического дна) источником стронция в морской воде. Несомненно, что важную роль в этом процессе сыграло образование Тибетско-Гималайской горной системы, которая, несмотря на то, что составляет около 4.2% площади Земной суши, тем не менее, поставляет в океан 25% всех растворимых солей, выносимых реками.

Итак, роль Тибетско-Гималайской горной системы в формировании климата позднего кайнозоя обоснована достаточно убедительно и связана не только с изменением атмосферной циркуляции, а также с выводом на поверхность огромной массы кристаллических пород и резким возраста-

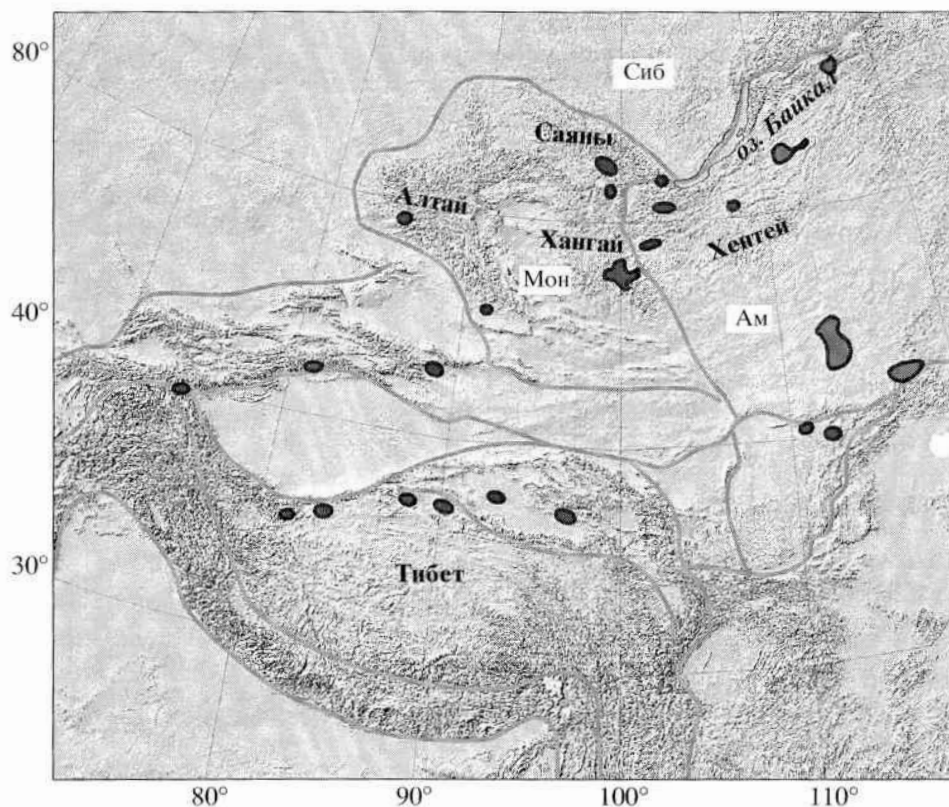


Рис. 4. Схема распределения горных систем в Центральной и Южной Азии. Черными полями показаны области проявления плиоцен-голоценового вулканизма. Линиями выделены границы микроплит, возникших в результате Индо-Евразийской коллизии по (Зоненшайн, Савостин, 1979). Микроплиты: Сиб – Сибирская, Ам – Амурская, Мон – Монгольская.

нием процессов химической эрозии. Однако в этих построениях совершенно не учитываются другие горные системы Азии, совокупные размеры которых приближаются к размерам Тибетского плато и влияние которых на климатические процессы, по-видимому, должно было быть того же порядка. Поэтому ниже мы сделаем такую оценку на примере горных систем Центральной Азии.

ВОЗРАСТ ГОРООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Территория Центральной Азии расчленена многочисленными горными цепями, формирование которых связывается с коллизией Индостанской и Евразийской литосферных плит (Зоненшайн, Савостин, 1979; Molnar, Tarronier, 1975) и дроблением южного края последней на серию микроплит, ограниченных упомянутыми горными цепями (рис. 4). Эти горы занимают огромную площадь и, в частности, совокупный размер Алтайской, Саянских и Хангайской горных систем, являющихся главным объектом нашего рассмотрения и образующих компактную горную страну (Хангай-Алтае-Саянскую), превышает 1500000 км²

(рис. 5). Эти горы являются молодыми образованиями, а их рост продолжается до настоящего времени. Однако строгие оценки возраста этих сооружений осложнены из-за отсутствия надежных критериев определения времени, когда горы стали активно воздыматься.

Здесь обратим внимание на то, что Саянская (хребты Восточного и Западного Саяна, Хамардабана, Сангилен) и Хангайская (хребты Хангай и Тарбагатай) горные системы пространственно совмещены с позднекайнозойскими Южно-Байкальской и Южно-Хангайской (соответственно) вулканическими областями, вулканизм в пределах которых не прекращался на протяжении всего позднего кайнозоя (Ярмолук и др., 1995, 2003). Это позволило нам в качестве критерия оценки возраста гор использовать смену во времени формы лавовых полей с изометричной, отвечающей излияниям в условиях слабо расчлененного рельефа, на линейно вытянутую, соответствующую долинным потокам, возникшим в условиях хорошо расчлененного рельефа.

Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО) и возраст горообразования в ее пределах (рис. 6). Вулканическая область приурочена к южному обрамлению оз. Байкал и сопряжена с

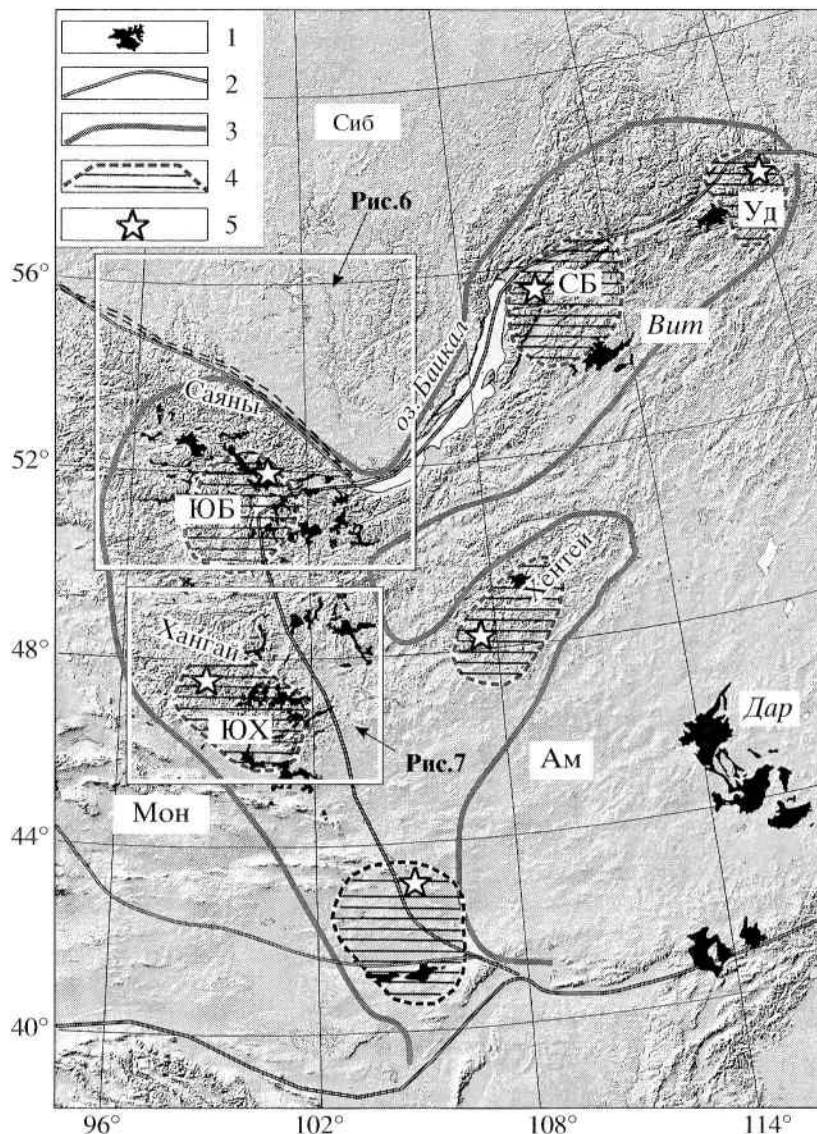


Рис. 5. Схема распределения горных систем и областей новейшего вулканизма в пределах юга Восточной Сибири и Центральной Монголии с элементами строения литосферы по (Зоненшайн, Савостин, 1979, Zorin et al., 2003).

1 – лавовые поля; 2 – границы микроплит; 3 – область подъема астеносферы с глубиной залегания <100 км; 4 – выступы астеносферы (мантийные плюмы) с глубиной залегания <50 км; 5 – наиболее высокие вершины горных систем.

Микроплиты: Сиб – Сибирская, Ам – Амурская, Мон – Монгольская; вулканические области (горячие точки мантии): ЮХ – Южно-Хангайская, ЮБ – Южно-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская, Уд – Удоканская. Лавовые поля: Vit – Витимское, Дар – Дариганга.

зоной сочленения горных систем Восточного Саяна, Хамардабана и Сангилена (рис. 5). Новейшие орографические движения расчленили вулканическую область, поэтому современный ее облик определяют многочисленные фрагменты некогда существенно более крупных лавовых полей, распространенных на площади 350 × 450 км. Вулканические продукты области представлены основными породами повышенной щелочности: гавайитами, калиевыми трахибазальтами, базанитами, тефрофонолитами (Рассказов, 1993, Ярмолук и др., 2003). Эта область начала формироваться в

конце олигоцена более 30 млн. лет назад. Пик активности вулканизма пришелся на ранний миоцен (23–17 млн. лет), когда было сформировано крупное (150 × 120 км) базальтовое плато, фрагменты которого в настоящее время сохранились в хр. Хамардабан. На протяжении среднего миоцена – плиоцена вулканическая активность постепенно замирала, и в это время было сформировано большое количество разных по размеру, но обычно изометричных по форме лавовых полей, сосредоточенных преимущественно в центральных участках области. Начиная с позднего плио-

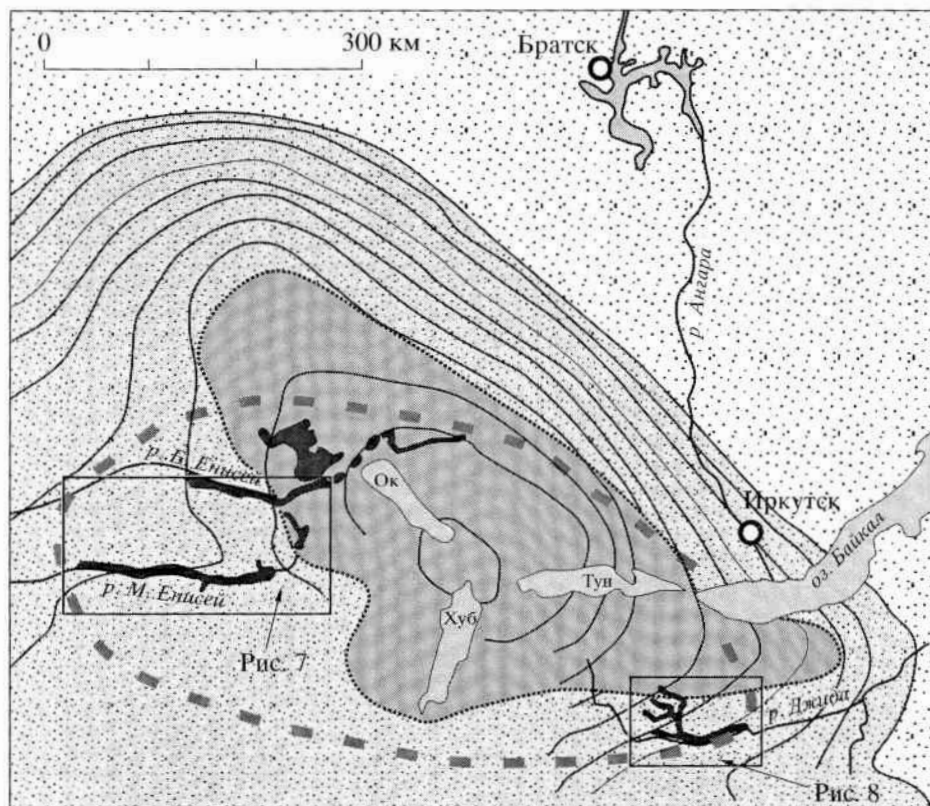


Рис. 6. Размещение проявлений новейшего (<3 млн. лет) вулканизма (выделены черным цветом) в пределах Восточно-Саянского сводового поднятия. Положение области в пределах юга Восточной Сибири показано на рис. 5.

Изолинии – высоты вершинной поверхности рельефа (по Мац и др., 2001). Сечение изолиний 100 м. Пунктирная линия – граница Южно-Байкальской вулканической области; точечный пунктир – границы позднеплейстоценового оледенения (по Гросвальд, 2003). Грабены тройного сочленения рифтов: Тун – Тункинский, Хуб – Хубсугульский, Ок – Окинский.

цена (<3 млн. лет) вулканическая деятельность вновь активизировалась. В результате этих излияний было сформировано крупное Восточно-Тувинское лавовое нагорье и многочисленные долинны лавовые потоки большой протяженности (Ярмолук и др., 2001, 2003). Активизация вулканизма была сопряжена с формированием на месте вулканической области крупной горной системы (рис. 6). Для оценки времени горообразования и определения положения центра роста гор нами были проведены геологические и геохронологические исследования времени формирования долинных потоков ЮБВО. Выделяется два района развития лавовых рек, расположенных на противоположных сторонах горной системы и характеризующиеся распространением потоков в стороны от центральных ее участков. Один из районов связан с бассейном верховьев рек Большого и Малого Енисея, имеющих сток в западном направлении, другой с бассейном верхнего течения р. Джиды, открывающимся в юго-восточном и восточном направлениях.

В бассейне верховьев рек Большого и Малого Енисея (рис. 7) разновозрастные долинны пото-

ки образуют разновысотные лавовые террасы, которые прослеживаются вдоль бортов современных речных долин на многие десятки километров. Здесь выделяется пять генераций долинных потоков с возрастом (в млн. лет): 1) 2.8; 2) ~1.7; 3) 1; 4) 0.27; 5) 0.05 (табл. 1). Наиболее древние образуют высоко поднятые (до 500 м) террасы, самые молодые лавовые потоки выполняют основания долин и пока еще слабо прорезаны водными потоками.

В бассейне верхнего течения р. Джиды также выделяется ряд протяженных долинных лавовых потоков, которые распространены на площади ~3000 км² (рис. 8). Среди них выделяются следующие группы потоков (возраст в млн. лет): 1) 2.9; 2) ~2; 3) 1.3; 4) 1.2; 5) 0.8; 6) 0.58 (табл. 1). Они образуют террасы высотой до 100 м, которые прослеживаются на десятки километров, при этом более молодые потоки часто вложены в более древние лавовые толщи, благодаря чему профиль долин приобретает ступенчатый облик.

В целом долинны потоки являются отличительной формой лавовых излияний в последние 3 млн. лет истории ЮБВО. Исключение пред-

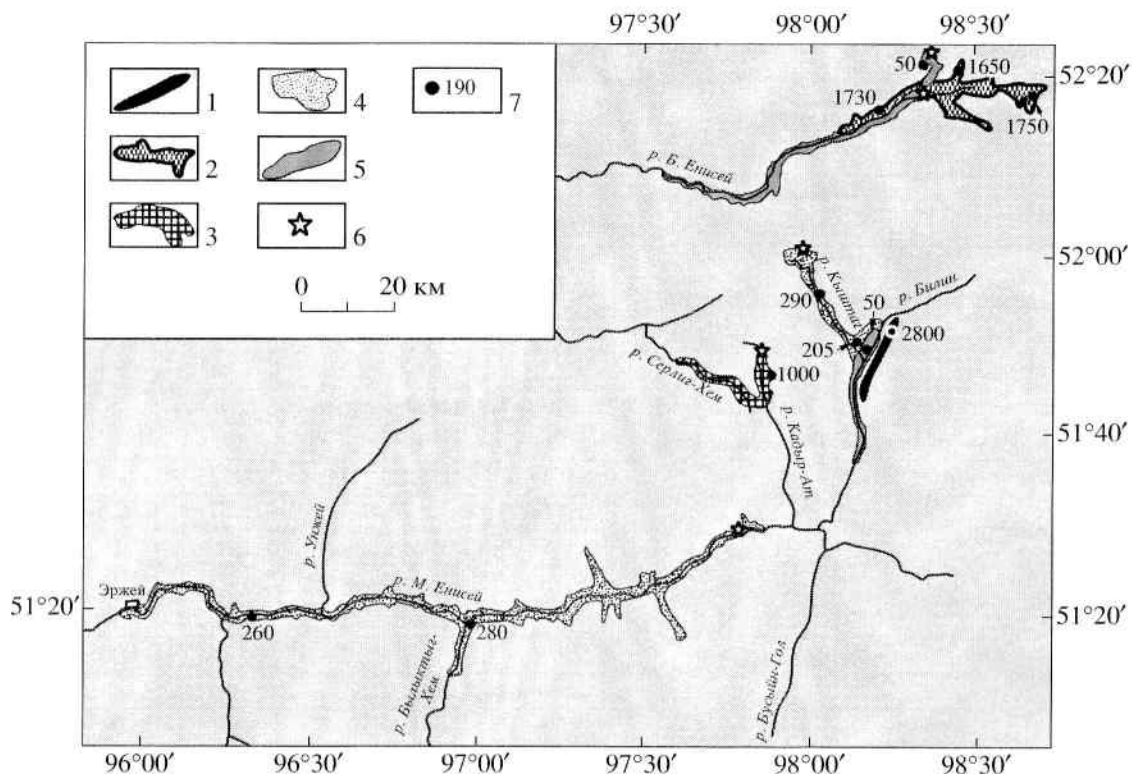


Рис. 7. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне верховьев рек Большой и Малый Енисей по (Ярмолук, Кузьмин, 2004). Положение района в пределах Восточно-Саянского сводового поднятия показано на рис. 6. 1–5 лавовые потоки с возрастом (в тыс. лет): 1 – ~2800, 2 – 1650–1750, 3 – ~1000, 4 – 190–290, 5 – ~50; 6 – вулканические аппараты; 7 – места отбора проб и их возраст в тыс. лет.

ставляет лишь Восточно-Тувинское лавовое плато, которое сформировалось вблизи осевой части Восточного Саяна в условиях, когда последняя еще не была вовлечена в процессы формирования современной гидросети. Распределение долинных потоков в пределах ЮБВО согласуется с современной орографией, что указывает на формирование основных черт последней к моменту излияний и на то, что центр горной системы совпадал с современным ее центром, отвечающим району сочленения хребтов Восточного Саяна и Хамардабана. По-видимому, базис эрозии горной системы, определяемый ее мелкосопочным обрамлением, слабо изменился после ее формирования, однако, несомненно, что формирование рельефа, связанное с углублением речных долин в центре области, продолжается и в настоящее время. Вследствие этого одновозрастные лавовые толщи, сформированные в разных участках горной системы, занимают разное положение в строении речных долин. Так, в бассейне р. Джиды, расположенном вблизи подножия Саянского нагорья, формирование профиля равновесия речных долин завершилось достаточно быстро, поэтому ложе современных рек практически нигде не углубляется ниже тальвега древних долин, вмещающих лавовые толщи с возрастом

~2.9 млн. лет. В то же время в долине р. Билин, отвечающей склону горной системы, лавовые потоки того же возраста располагаются на высоте более 150 м над уровнем реки. В верховьях р. Большого Енисея основание долинных потоков с возрастом 1.7 млн. лет поднимается на высоту до 500 м над современным ее руслом, а основание Восточно-Тувинского лавового плато (возраст 2 млн. лет) располагается на высоте до 1000 м над уровнем долин. Все это свидетельствует об активном развитии речных долин в этих участках горной системы до настоящего времени. Судя по отсутствию следов долинных излияний в более ранние этапы формирования ЮБВО, образование горной системы произошло непосредственно перед началом позднеплиоценовой – плейстоценовой активизации вулканизма в регионе, то есть ~3 млн. лет назад.

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) представлена вулканическими полями, рассредоточенными по территории Южной и Центральной Монголии. Ее формирование было связано с длительно развивавшейся горячей точкой мантии и прослеживается, начиная с конца юры по настоящее время (Ярмолук и др., 1994), т.е. на протяжении последних 150 млн. лет. В по-

Таблица 1. Результаты К-Аг датирования долинных базальтовых потоков в Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях

№ пробы	Лавовые потоки в долинах	Место отбора проб		К, мас. %	⁴⁰ Аг _{рад} , нг/г	Возраст (±1.6σ), тыс. лет
		широта, с.ш.	долгота, в.д.			
Южно-Байкальская вулканическая область						
Лавовые реки бассейна р. Большой Енисей						
ПР-4/2		52°20.7'	98°27.9'	1.68	0.204	1750 ± 100
БЕ-1/18	р. Б. Енисей (верхняя лавовая терраса)	52°14.8'	98°05.9'	0.8	0.096	1730 ± 150
ПЛ-2/5		52°18.6'	98°41.3'	1.05	0.120	1650 ± 130
УА-1/5	р. Б. Енисей (нижняя терраса)	52°22.3'	98°20.9'	1.68	0.0056	50 ± 20
Лавовые реки бассейна р. Малый Енисей						
БЛ-4	р. Билин (верхняя лавовая терраса)	51°52.7'	98°15.3'	1.42	0.27	2800 ± 200
БЛ-2/3	р. Кадыр-Ат	51°47.5'	97°53.0'	1.57	0.109	1000 ± 100
БЛ-1/3	р. Кыштаг	51°54.7'	98°03.5'	1.07	0.022	290 ± 70
БЛ-3/1		51°51.2'	98°09.8'	1.49	0.020	205 ± 50
МЕ-1/10	р. М. Енисей	51°19.5'	96°58.9'	1.25	0.024	280 ± 60
МЕ-1/5		51°19.7'	96°20.7'	1.45	0.026	260 ± 60
БЛ-3/2	р. Билин (нижняя лавовая терраса)	51°50.9'	98°12.3'	1.20	0.0042	50 ± 30
Лавовые реки бассейна р. Джида						
СГ-2/4	р. Сангина – р. Хамней	50°49.1'	103°41.9'	1.3	0.25	2800 ± 250
СГ-1/5		50°47.8'	103°34.8'	1.36	0.29	3100 ± 250
ДЖ-14/4	р. Мыла – р. Хамней	50°45.6'	103°20.4'	1.8	0.39	3150 ± 250
ДЖ-14/3		50°45.5'	103°21.1'	1.62	0.32	2850 ± 250
ДЖ-14/5		50°41.6'	103°28.2'	1.49	0.27	2600 ± 200
ХМ-1/1*		Приустьевая часть		1.36	0.284	3030 ± 370
ХМ-1/16*		р. Мыла		1.44	0.265	2670 ± 310
ДХ-4/8	р. Дархинтуй – низовья р. Хамней	50°38.5'	103°26.5'	1.31	0.20	2250 ± 200
ДХ-5/9		50°30.3'	103°44.7'	1.50	0.20	1900 ± 150
ДЖ-14/1	р. Джида	50°23.9'	104°09.4'	1.30	0.12	1300 ± 120
ДЖ-14/9		50°27.6'	104°21.4'	1.49	0.13	1260 ± 110
ДХ-4/1	р. Хобол	50°37.3'	103°14.6'	2.62	0.22	1200 ± 100
ХЦ-3/1	р. Хурай-Цакир	50°28.3'	103°26'	2.15	0.086	580 ± 80
Южно-Хангайская вулканическая область						
Лавовые толщи Тариатской впадины						
ЦМ-4/14	Верхняя лавовая терраса	48°06.8'	100°01.7'	1.76	0.363	2.95 ± 0.15
ЦМ-4/6	Лавовый поток р. Гичгений-гол	48°07.1'	99°56.4'	2.57	0.25	1.4 ± 0.1
ЦМ-4/8	Лавовые потоки р. Сумеин-гол	48°08.4'	100°07.9'	2.4	0.084	0.51 ± 0.07
ЦМ-4/10		48°08.4'	100°16.5'	1.54	0.061	0.57 ± 0.06
ЦМ-4/9		48°08.4'	100°16.5'	2.45	0.101	0.6 ± 0.06
ЦМ-4/12	Лавовые потоки р. Чулутуин-гол	48°12.0'	100°25.5'	2.21	0.056	0.36 ± 0.06
Лавовые толщи склонов и обрамления Хангайского нагорья						
ЦМ-2/4	Долинные потоки, р. Туин-гол	46°25.3'	100°49.1'	1.81	0.158	1.25 ± 0.1
Хан-23/2	Вулкан Уран-тогоо	48°59.7'	102°44.2'	2.54	0.029	0.17 ± 0.04
ОР-2/4	Верховья р. Орхон					0.3*
Лавовые поля осевой части Хангайского нагорья						
2573/22	Долинные потоки в верховьях					0.8*
2664/11	р. Чулутуин-гол					1.2*

Примечание. Исследования выполнены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометрическом комплексе по методике (Чернышов и др., 1999).

* Данные В.Г. Иванова, анализ проб выполнен в ИГХ СО РАН, аналитик В.Н. Смирнов.

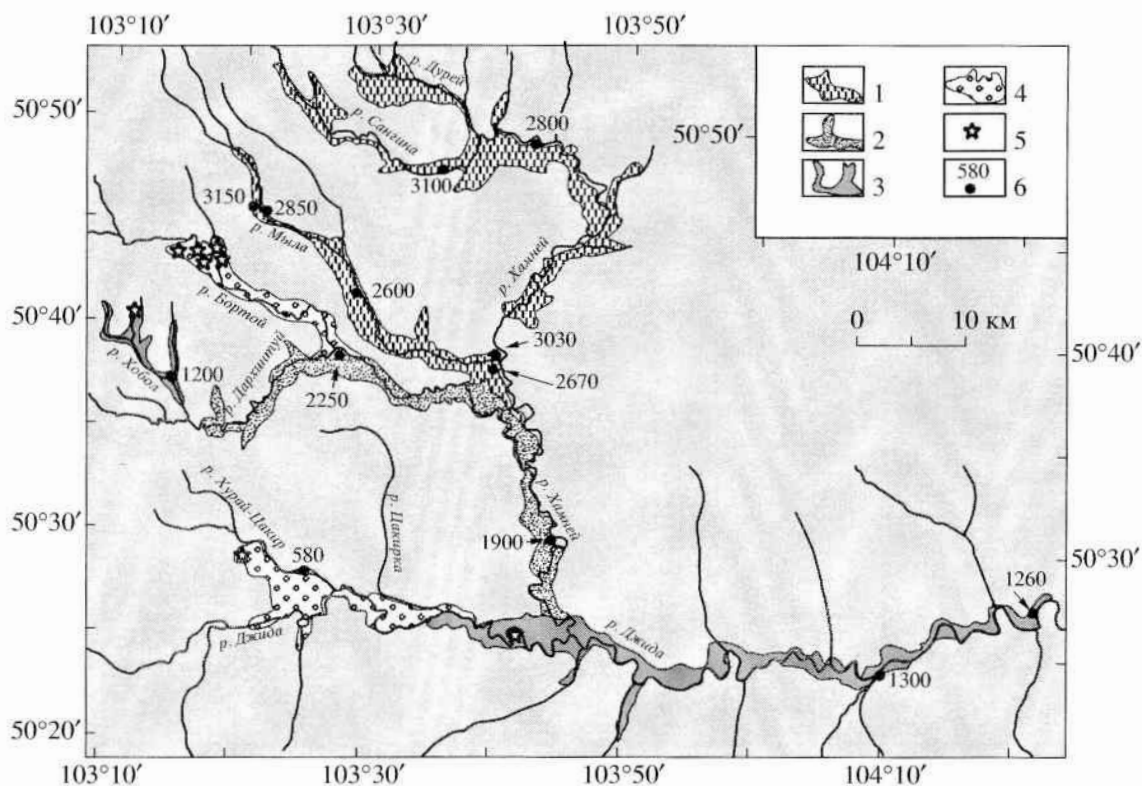


Рис. 8. Схема размещения долинных лавовых потоков в бассейне левобережья верхнего течения реки Джиды, по (Ярмолюк, Кузьмин, 2004). Положение района в пределах Восточно-Саянского сводового поднятия см. на рис. 6.

1–4 лавовые потоки с возрастом (в тыс. лет): 1–~2600–3150, 2–1900–2250, 3–~1200–1300, 4–~600; 5–вулканические аппараты; 6–места отбора проб и их возраст в тыс. лет.

зднем кайнозой вулканически активной частью области служила территория центральных и южных участков Хангайского нагорья и прилегающих к нему с северо-востока бассейнов рек Хануй и Орхон (рис. 9). Вулканические продукты этого времени представлены основными породами повышенной щелочности: гавайитами, калиевыми трахибазальтами и базанитами, т.е. породами, близкими к составу лав ЮБВО.

В строении позднекайнозойского вулканического ареала ЮХВО участвуют крупные лавовые поля, более или менее изометричная форма которых свидетельствует об их образовании в условиях слабо расчлененного рельефа, и долинны потоки (“лавовые реки”). Последние приурочены к современным долинам рек, в бортах которых образуют системы разновозрастных террас.

Проведенные геохронологические исследования показали (табл. 1), что возраст всех “лавовых рек” не превышает 2.9 млн. лет, и, следовательно, этот рубеж соответствует времени заложения современной гидрографии на Хангае. Однако одновременно с долинными излияниями в осевой части Хангайского нагорья возникло крупное лавовое поле, площадь которого превысила 5000 км², а мощность лавовой серии составила более 500 м. Несмотря на

столь значительную мощность, эти лавы за пределы центральной части Хангайского нагорья не растекались. Возраст этих излияний оценивается в интервале 1.2–2.4 млн. лет и, таким образом, определяет время, на протяжении которого вершинная часть Хангайского нагорья оставалась незатронутой современными водотоками. Образование гидрографии в этой части Хангайского нагорья произошло между 1.2 и 0.8 млн. лет, благодаря чему излияния с возрастом 0.8 млн. лет сформировали “лавовую реку” в верховьях р. Чулуту и ее притоков, расчленивших к этому времени лавовое плато системой речных долин.

Приведенные возрастные характеристики разнотипных лавовых излияний в пределах Хангайского нагорья свидетельствуют о следующем. По-видимому, образование Хангайского нагорья произошло достаточно быстро, и с рубежа 2.9 млн. лет оно уже существовало в контурах, близких к современным. С этого же времени начинается формирование современной гидрографии. Она развивалась от подножия Хангайского нагорья вглубь его. Поэтом на склонах нагорья довольно быстро сформировались речные долины с установившимся профилем равновесия, тогда как в центральных его участках активное углубление речных долин продолжается

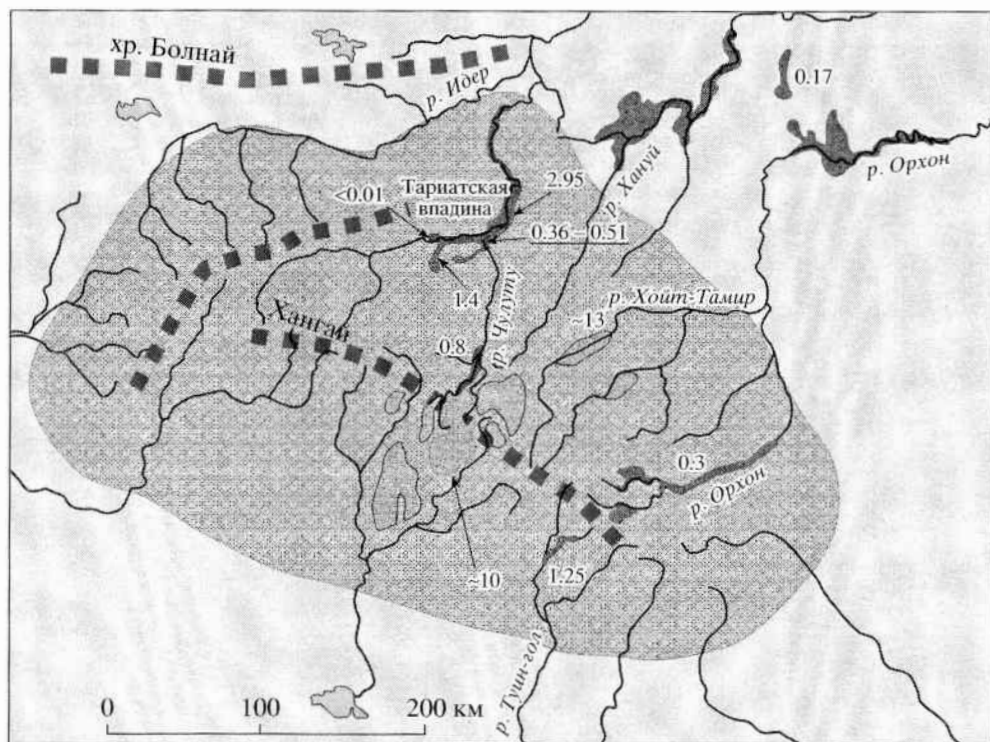


Рис. 9. Схема размещения новейшего (<3 млн. лет) вулканизма (выделены темносерым точечным крапом) в пределах Хентейской горной области (ограничена линейным контуром) и ее обрамления. Цифрами указан К-Аг возраст лав в соответствии с таблицей 1. Положение области в пределах Центральной Монголии см. на рис. 5.

до настоящего времени. Вследствие этого резко различаются высоты одновозрастных лавовых толщ над уровнем долин в разных участках нагорья. Так, в краевых его участках лавовые потоки, имеющие возраст около 2 млн. лет, вложены в современные долины и образуют лавовые террасы, подошва которых приподнята над основанием долин не более, чем на 50 м. В то же время, в осевой части Хангая основание лавового плато того же возраста, возникшее, как уже говорилось, в условиях слабо расчлененной территории, в настоящее время приподнято над уровнем долин более чем на 500 м, хотя расчленение этой территории современными долинами началось около 1 млн. лет назад.

Итак, полученные данные показывают, что возраст горных систем Хангая и Саян, в целом, является молодым. Поднятие этих гор произошло около 3 млн. лет назад и, по-видимому, достаточно быстро, о чем свидетельствует сохранение в их центральных участках еще на рубеже 2 млн. лет поверхностей выравнивания, тогда как в краевых частях в это же время уже существовали речные долины в виде, близком к современному. К интервалу 3–5 млн. лет относится также образование хребтов Алтая, оценки времени образования которых были получены по результатам фишентрекового датирования (Dobretsov et al., 1996). Все

это свидетельствует, что около 3 млн. лет назад в центре Азии была сформирована крупная Хангай-Алтае-Саянская горная страна, площадь которой составляла около 1.5 млн. км² и которая также, как и горные системы Тибета и Гималаев, оказала влияние на изменение направлений воздушной циркуляции. И если Тибет и Гималаи стали барьером на пути меридионально ориентированных воздушных потоков, то Хангай-Алтае-Саянская система гор преградила путь широтным воздушным течениям, инициировав тем самым режим Монгольского антициклона (Додонов, 2002).

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Изменения климата, записанные в донных отложениях оз. Байкал. Наиболее яркие подтверждения связи изменения климата со становлением современной орографии региона были получены при изучении керна донных отложений оз. Байкал. Максимальная информация об изменении климата в Байкальском регионе получена при изучении кернов буровых скважин BDP-96 и BDP-98 длиной 200 и 600 м с Академического хребта, которые вскрыли разрез, охватывающий интервал времени около 8 млн. лет (Коллектив авторов..., 1998; 2000; BDP Members..., 2000).

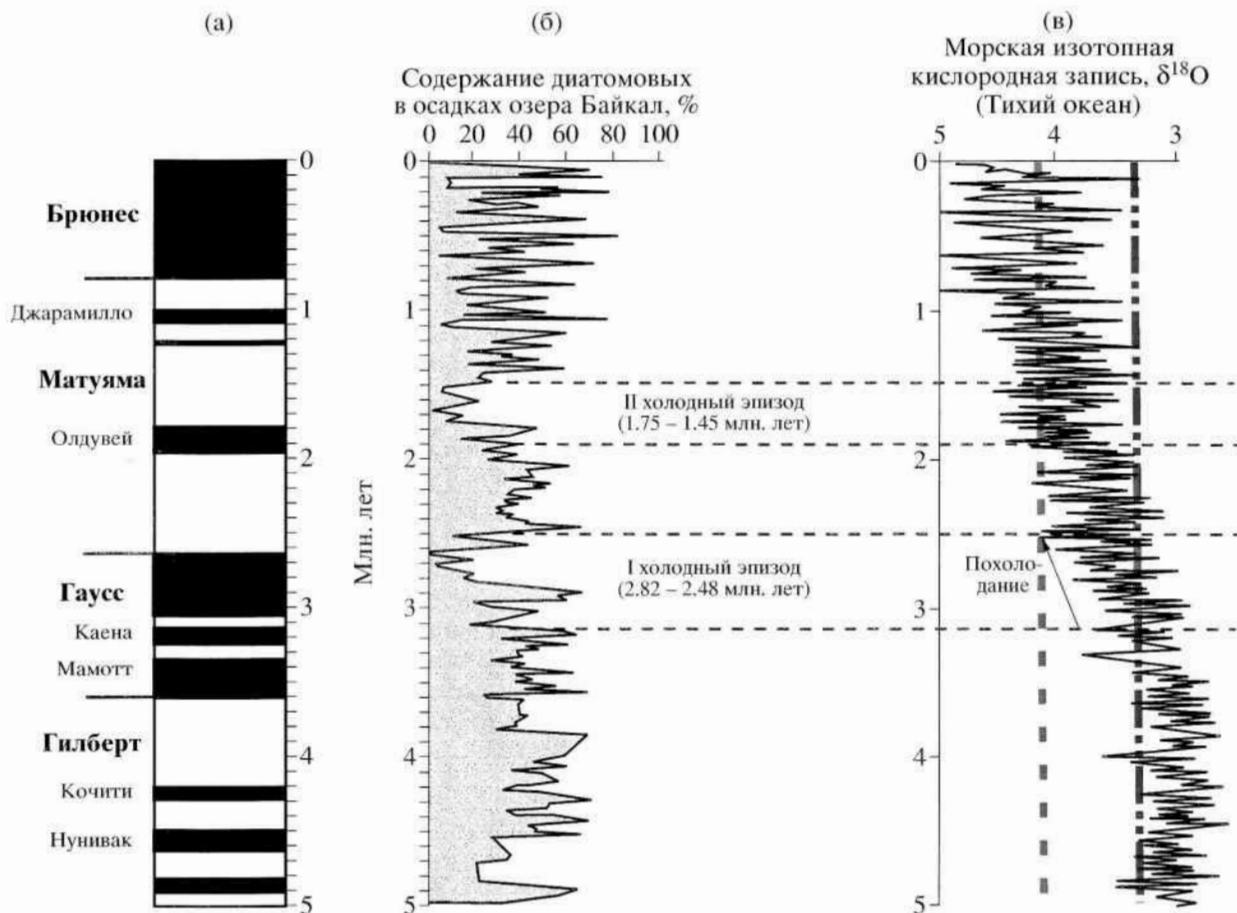


Рис. 10. Корреляция байкальской диатомовой записи с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана, по (Карабанов и др. 2001).

а – магнито-стратиграфическая шкала для позднего кайнозоя, б – байкальская запись изменения содержания створок диатомовых в осадках озера, в – сводная морская изотопно-кислородная запись, отражающая изменение объемов глобального льда на Земле (увеличение сигнала записи в единицах $\delta^{18}\text{O}$ отвечает увеличению объемов льда и похолоданию). Вертикальная штриховая линия отмечает современные параметры сводной морской изотопно-кислородной системы, штрих-пунктирная линия – параметры системы при переходе от последнего ледникового периода к голоцену, левее штрих-пунктирной линии лежат значения, характерные для ледниковых периодов. Переход к климату, подобному современному, произошел в интервале 3.1–2.5 млн. лет.

Эти скважины вскрыли отложения, сложенные тонкозернистыми илами, которые имеют ритмичное строение, где слои, обогащенные диатомовыми створками, чередуются со слоями плотных терригенных глин (Коллектив авторов, 2000; Кузьмин и др., 2001). Проведенные исследования показали, что илы с большим содержанием остатков диатомовых водорослей формировались в теплые межледниковые периоды, а в холодное ледниковое время откладывались плотные терригенные глины, практически лишённые диатомовых (Безрукова и др., 1991; Коллектив авторов..., 1995, 1998; 2000). Глинистые прослои часто содержат грубый обломочный материал (гравий, гальку и валуны), появление которого связывается с айсберговым разносом (Karabanov et al., 1998; Карабанов, 1999; Kuzmin et al., 2000). Наличие такого материала указывает на оледене-

ние в горном обрамлении Байкала, способные обеспечить появление айсбергов в озере. Спектральный анализ записей биогенного кремнезема в осадках Байкала выявил циклы 23, 41 и 100 тыс. лет в повторении диатомовых илов и глин (Williams et al 1997; Коллектив авторов..., 1998; 2000; Кузьмин и др., 2001), которые соответствуют изменениям орбитальных параметров вращения Земли вокруг Солнца и проявляются в морских изотопных и других палеоклиматических записях, охватывающих большие интервалы времени. Эти данные показывают, что распределение биогенного кремнезема и остатков диатомей в осадках Байкала обусловлены климатическими изменениями.

На рис. 10 приведено сопоставление вариаций содержания диатомовых в скважине BDP-96 с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана (Карабанов и др., 2001). Эти записи

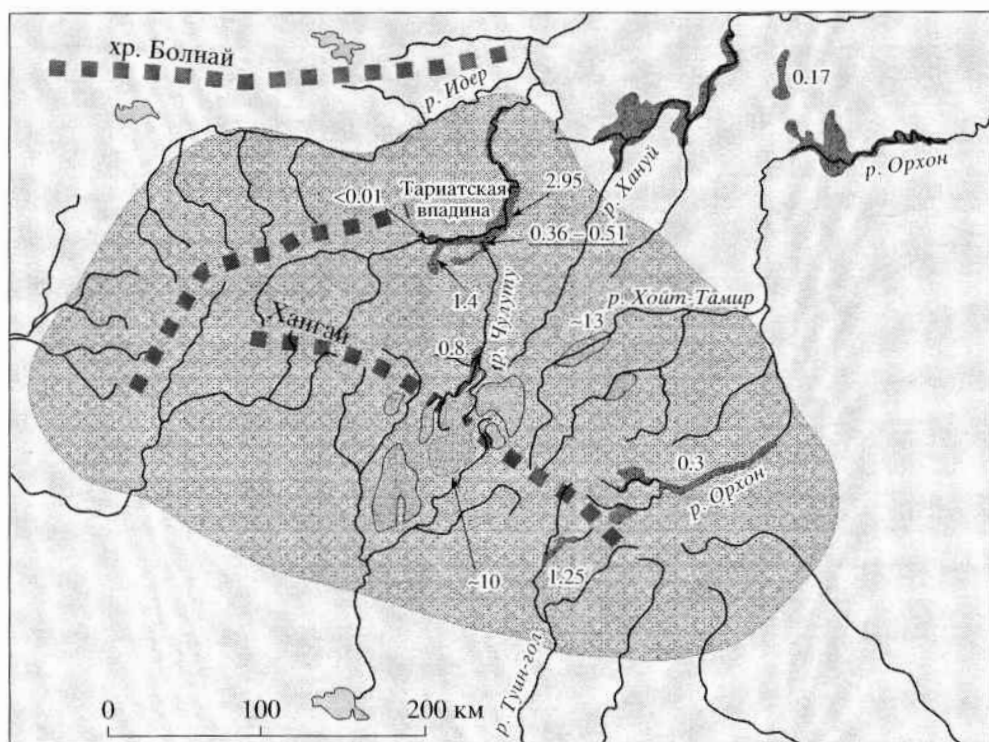


Рис. 9. Схема размещения новейшего (<3 млн. лет) вулканизма (выделены темносерым точечным крапом) в пределах Хентейской горной области (ограничена линейным контуром) и ее обрамления. Цифрами указан К-Аг возраст лав в соответствии с таблицей 1. Положение области в пределах Центральной Монголии см. на рис. 5.

до настоящего времени. Вследствие этого резко различаются высоты одновозрастных лавовых толщ над уровнем долин в разных участках нагорья. Так, в краевых его участках лавовые потоки, имеющие возраст около 2 млн. лет, вложены в современные долины и образуют лавовые террасы, подошва которых приподнята над основанием долин не более, чем на 50 м. В то же время, в осевой части Хангая основание лавового плато того же возраста, возникшее, как уже говорилось, в условиях слабо расчлененной территории, в настоящее время приподнято над уровнем долин более чем на 500 м, хотя расчленение этой территории современными долинами началось около 1 млн. лет назад.

Итак, полученные данные показывают, что возраст горных систем Хангая и Саян, в целом, является молодым. Поднятие этих гор произошло около 3 млн. лет назад и, по-видимому, достаточно быстро, о чем свидетельствует сохранение в их центральных участках еще на рубеже 2 млн. лет поверхностей выравнивания, тогда как в краевых частях в это же время уже существовали речные долины в виде, близком к современному. К интервалу 3–5 млн. лет относится также образование хребтов Алтая, оценки времени образования которых были получены по результатам фишентрекового датирования (Dobretsov et al., 1996). Все

это свидетельствует, что около 3 млн. лет назад в центре Азии была сформирована крупная Хангай-Алтае-Саянская горная страна, площадь которой составляла около 1.5 млн. км² и которая также, как и горные системы Тибета и Гималаев, оказала влияние на изменение направлений воздушной циркуляции. И если Тибет и Гималаи стали барьером на пути меридионально ориентированных воздушных потоков, то Хангай-Алтае-Саянская система гор преградила путь широтным воздушным течениям, инициировав тем самым режим Монгольского антициклона (Додонов, 2002).

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ЛЕТОПИСИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Изменения климата, записанные в донных отложениях оз. Байкал. Наиболее яркие подтверждения связи изменения климата со становлением современной орографии региона были получены при изучении керна донных отложений оз. Байкал. Максимальная информация об изменении климата в Байкальском регионе получена при изучении кернов буровых скважин BDP-96 и BDP-98 длиной 200 и 600 м с Академического хребта, которые вскрыли разрез, охватывающий интервал времени около 8 млн. лет (Коллектив авторов..., 1998; 2000; BDP Members..., 2000).

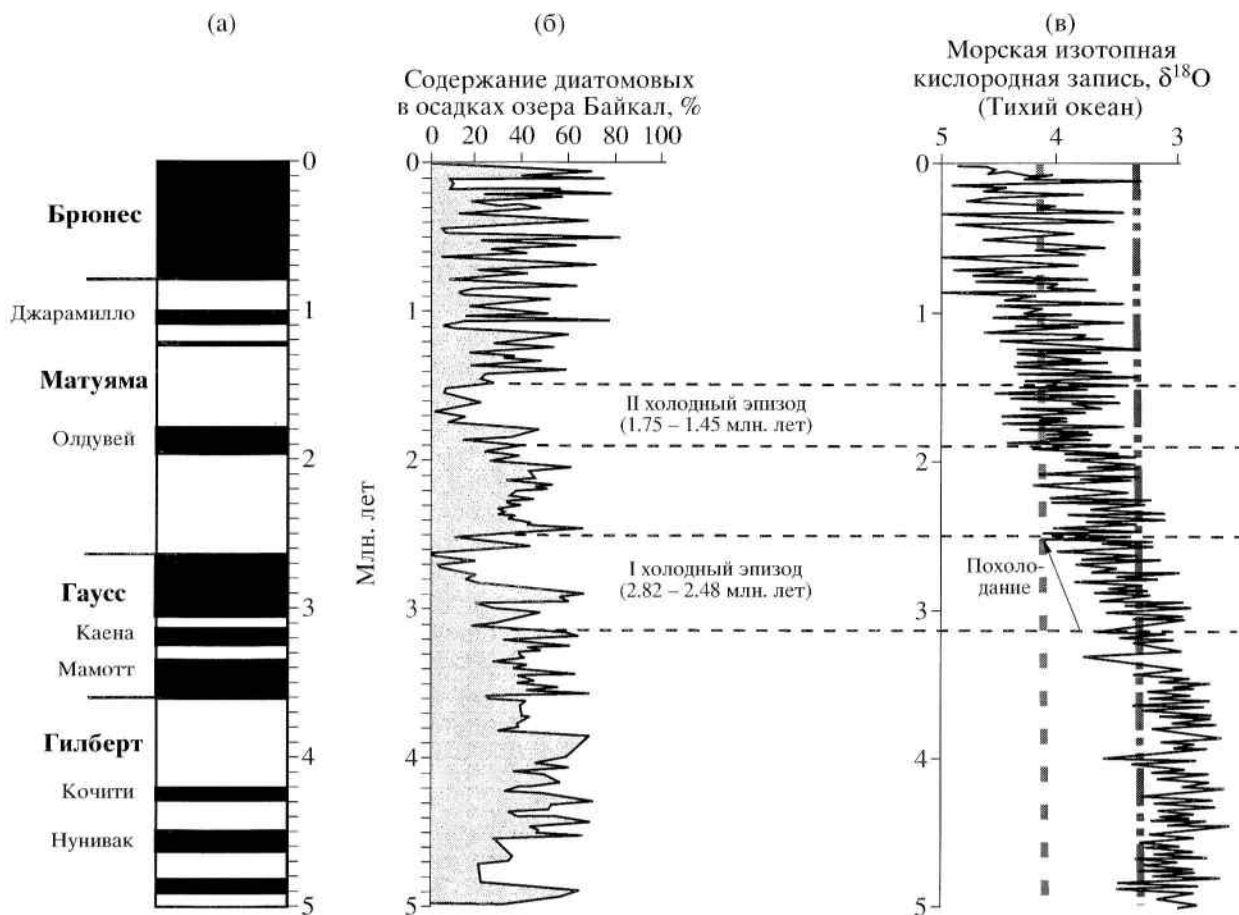


Рис. 10. Корреляция байкальской диатомовой записи с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана, по (Карабанов и др., 2001).

а – магнито-стратиграфическая шкала для позднего кайнозоя, б – байкальская запись изменения содержания створок диатомовых в осадках озера, в – сводная морская изотопно-кислородная запись, отражающая изменение объемов глобального льда на Земле (увеличение сигнала записи в единицах $\delta^{18}\text{O}$ отвечает увеличению объемов льда и похолоданию). Вертикальная штриховая линия отмечает современные параметры сводной морской изотопно-кислородной системы, левее штрих-пунктирной линии лежат значения, характерные для ледниковых периодов. Переход к климату, подобному современному, произошел в интервале 3.1–2.5 млн. лет.

Эти скважины вскрыли отложения, сложенные тонкозернистыми илами, которые имеют ритмичное строение, где слои, обогащенные диатомовыми створками, чередуются со слоями плотных терригенных глин (Коллектив авторов, 2000; Кузьмин и др., 2001). Проведенные исследования показали, что илы с большим содержанием остатков диатомовых водорослей формировались в теплые межледниковые периоды, а в холодное ледниковое время откладывались плотные терригенные глины, практически лишенные диатомовых (Безрукова и др., 1991; Коллектив авторов..., 1995, 1998; 2000). Глинистые прослои часто содержат грубый обломочный материал (гравий, гальку и валуны), появление которого связывается с айсберговым разносом (Karabanov et al., 1998; Карабанов, 1999; Kuzmin et al., 2000). Наличие такого материала указывает на оледене-

ния в горном обрамлении Байкала, способные обеспечить появление айсбергов в озере. Спектральный анализ записей биогенного кремнезема в осадках Байкала выявил циклы 23, 41 и 100 тыс. лет в повторении диатомовых илов и глин (Williams et al 1997; Коллектив авторов..., 1998; 2000; Кузьмин и др., 2001), которые соответствуют изменениям орбитальных параметров вращения Земли вокруг Солнца и проявляются в морских изотопных и других палеоклиматических записях, охватывающих большие интервалы времени. Эти данные показывают, что распределение биогенного кремнезема и остатков диатомей в осадках Байкала обусловлены климатическими изменениями.

На рис. 10 приведено сопоставление вариаций содержания диатомовых в скважине BDP-96 с морской изотопной кислородной записью из Тихого океана (Карабанов и др., 2001). Эти записи

однозначно фиксируют два минимума содержания диатомовых, которые связываются со значительными похолоданиями. Первый минимум располагается на рубеже смены полярности Гаусс-Матуяма. Возраст этого интервала составляет 2.82–2.48 млн. лет. Второй минимум лежит в верхней части эпохи обратной полярности – Матуяма и его начало совпадает с верхней границей палеомагнитного эпизода Олдувей. Возраст второго интервала составляет 1.75–1.45 млн. лет. Продолжительность обоих похолоданий приблизительно одинаковая – около 300 тыс. лет. Во время первого похолодания произошла смена растительности, и в составе лесов этого времени стали преобладать темнохвойные породы (пихта и кедр). Кроме того, произошла деградация лесной и расширение лесостепной и степной растительности, указывающая на уменьшение атмосферного увлажнения. В то же время, после первого похолодания в байкальской записи зафиксировано потепление климата, сравнимое с плиоценовым. Но после второго минимума интенсивность похолоданий сохранилась и стала сравнимой с климатическим режимом позднего плейстоцена. Во время второго похолодания произошли значительные изменения в растительных сообществах, выявленные по результатам палинологического анализа пород керн (Безрукова и др., 1999). Роль древесных культур в этот интервал снизилась, и возросла доля травянистых форм. После этого похолодания из состава растительности региона практически исчезают умеренно-термофильные древесные формы.

Содержание створок диатомовых в эти минимумы тепла было очень низкое, вплоть до практически полного исчезновения, что характерно только для отложений ледниковых периодов позднего плейстоцена. Озерные отложения, относящиеся к пику этих похолоданий, аналогичны осадкам соответствующих периодов. Они сложены тонкими глинами с элементами ледового и айсбергового разноса, что хорошо видно на графике по увеличению плотности осадков вверх по разрезу скважины (Коллектив авторов..., 2000; Кузьмин и др., 2001). Это свидетельствует о наличии горных ледников в озерном окружении, появившихся впервые 2.5 млн. лет тому назад.

Появление обоих минимумов похолодания в Байкальской записи хорошо согласуются с глобальными похолоданиями, зафиксированными во многих морских и континентальных палеоклиматических записях и выраженных изменениями в составе флоры и фауны. Так, первое похолодание коррелируется с наиболее ранним в Северном полушарии похолоданием – претиглием (Карабанов и др., 2001; Кузьмин и др., 2001). Следует заметить, что с этим интервалом также связаны изменения в составе и структуре лёссовых отложений в Китае (Kukla et al., 1988; Bloemendal, deMenocal,

1989) и накопление осадков с элементами айсбергового разноса в Атлантическом и Тихом Океанах (Shackleton et al., 1984; Maslin et al., 1995).

Как уже говорилось, изменения климата, начавшиеся с рубежа 3–2.5 млн. лет, традиционно связываются с поднятием Тибетского плато и Гималаев (Ruddiman, Kutzbuch, 1989, 1991). Но, как было показано, в это же время возникла Хангай-Алтае-Саянская горная страна, северная периферия которой включает впадину оз. Байкал. Поэтому естественно полагать, что влияние этой горной страны на состав и строение озерных отложений Байкала было решающим. Но эти отложения свидетельствуют, что в интервале 2.82–2.48 млн. лет в их составе участвовали продукты ледникового происхождения и, следовательно, в это время высота гор в обрамлении оз. Байкал достигла такого уровня, который позволял формироваться в их пределах горным ледникам. Возможно, что очередной импульс роста гор пришелся на рубеж 1.75 млн. лет, что определило соответствующее значительное похолодание. Таким образом, мы приходим к выводу о влиянии горообразования в Центральной Азии на формирование климата последних 3 млн. лет геологической истории.

Колебания в содержании диатомовых в осадочном разрезе, начиная с 1.7, а возможно, и с 2.8 млн. лет, отмечают проявление ледниковых и межледниковых эпох в Центральной Азии, т.е. каждое похолодание в обрамлении Байкала заканчивалось оледенением. В то же время морская изотопная кислородная запись из Тихого океана (Shackleton et al., 1984) показывает, что увеличение объема глобального льда в это время не достигло значений, характерных для оледенений позднего плейстоцена. Эти отличия морской и континентальной записи указывают на то, что для континентальных районов Евразии климатические колебания, вероятно, были более глубокими, чем в целом для планеты. Байкальская запись выражает реакцию центральной части континентальной Азии на похолодание климата, обусловленного как орбитальными причинами, так и орографическими движениями в центре Азии.

Наиболее детальное согласование Байкальской и морской палеоклиматических записей получено для магнито-стратиграфической эпохи Брунес, охватывающей последние 790 тыс. лет (Карабанов и др., 2001; Prokopenko et al., 2001) (рис. 11). В разрезе Байкальских осадков этой эпохи установлено чередование 10 богатых и 9 бедных раковинами диатомовых интервалов разреза. В морской палеоклиматической изотопно-кислородной записи этим интервалам соответствуют морские изотопные стадии (МИС) – 10 теплых (нечетных) и 9 холодных (четных), и

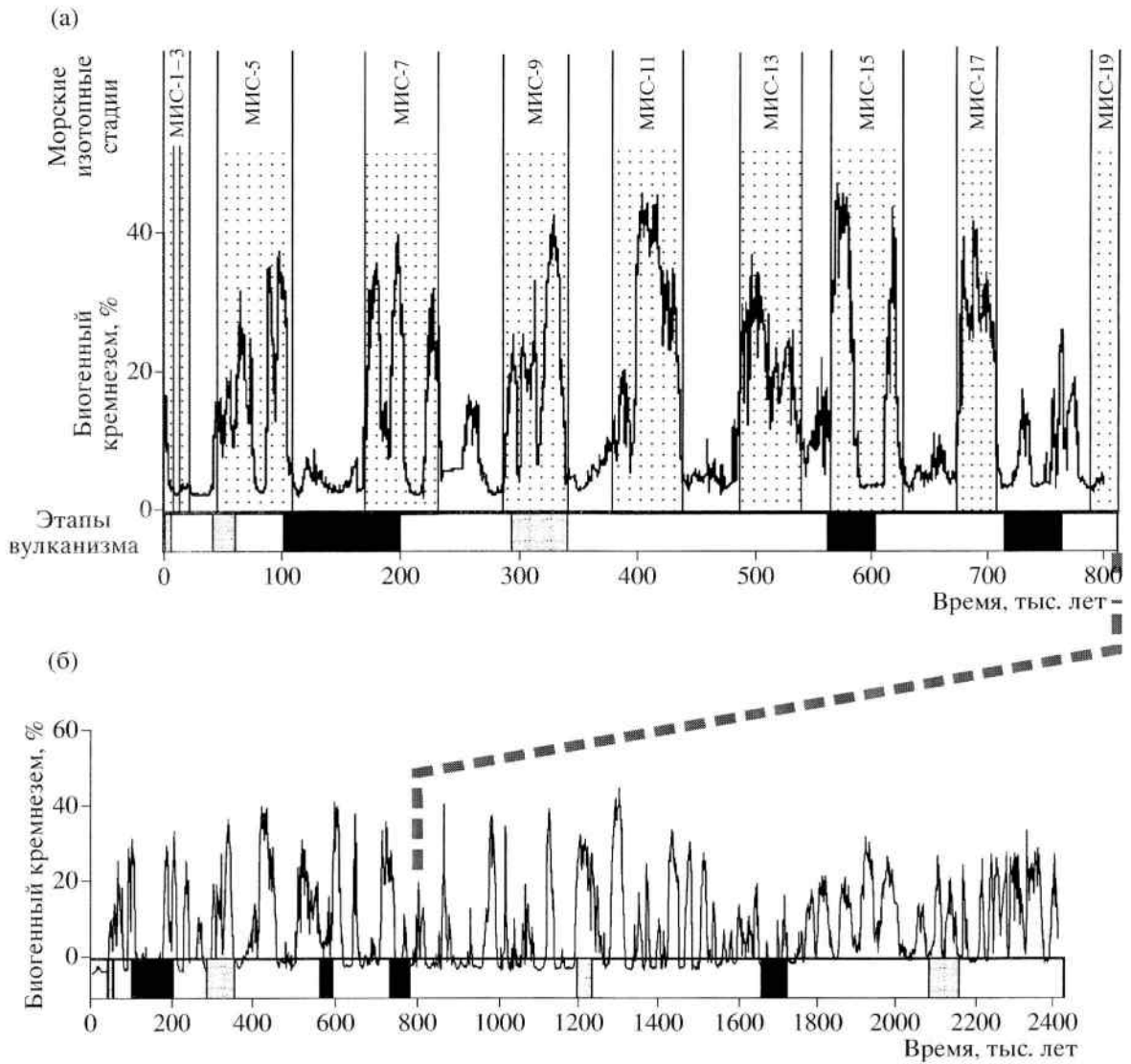


Рис. 11. Корреляция в пределах эпохи Брунес (а) и в пределах последних 2.5 млн. лет (б) Байкальской палеоклиматической записи, составленной на основе данных о распределении биогенного кремнезема в керне донных осадков, морских изотопных стадий (МИС) и проявлений внутриледникового (черные интервалы) и межледникового (серые интервалы) вулканизма.

они, как уже отмечалось, согласуются с циклами Миланковича. Некоторые интервалы разреза байкальских осадков, бедные раковинами диатомовых, сопоставляются с ледниковыми эпохами, поэтому можно предположить, что и другие подобные интервалы формировались в эпохи оледенений. Однако это предположение сталкивается с проблемой оценки количества реально зафиксированных ледниковых эпох, а также оценки их возраста (Базаров, 1987). Определенную ясность в эту проблему может внести рассмотрение закономерностей распространения вулканических пород, возникших в условиях внутриледниковых излияний, в качестве индикатора проявления ледников в горном обрамлении Байкала (Ярмолюк и др., 2001).

Реконструкция палеоклимата по морфологическим особенностям вулканических излияний. Свидетельства внутриледниковых излияний были получены нами при изучении Восточно-Тувинского лавового нагорья (Ярмолюк и др., 2001; Ярмолюк, Кузьмин, 2004), которое расположено в осевой части Саянской горной системы в междуречье верхнего течения рек Большой Енисей и Хамсара. Площадь нагорья составляет более 2000 км², мощность лавового пакета достигает 1000 м, а общий объем вулканических продуктов оценивается не менее чем в 700 км³. В строении лавового нагорья выделяются а) лавовое плато и б) столовые вулканические горные массивы, которые венчают лавовое плато и отвечают сильно эродированным центральным вулканам. Кроме

того, в долинах, прорезающих лавовое плато, прослеживаются лавовые реки, возникшие в ходе долинных излияний и рассмотренные нами выше. Эти лавовые образования сложены массивными базальтами, они формировались в субаэральных условиях и, как мы предполагаем, в межледниковые эпохи (Kuzmin et al., 2003; Ярмолук, Кузьмин, 2004). Все эти образования еще со времен С.В. Обручева (1950) и М.Л. Лурье и С.В. Обручева (1948) описывались в рамках трех толщ – нижней лавовой (плиоценовой), средней туфовой (позднеплиоценовой-раннеплейстоценовой) и верхней лавовой (среднеплейстоценовой). Оценки возрастного положения толщ опирались преимущественно на геоморфологические данные (Гросвальд, 1965; Курганьков, Мацера, 1987). Выполненные нами исследования выявили два важных обстоятельства. Во-первых, они показали, что развитие вулканизма было многоимпульсным и практически не прерывалось на протяжении последних 2 млн. лет и, во-вторых, что выделявшиеся в пределах лавового нагорья туфовые образования таковыми не являются и отвечают совершенно иному типу кластических вулканических пород – преимущественно гиалокластитам. В частности, было показано, что в истории лавового нагорья образование обычных лав с характеристиками субаэрального происхождения, а также гиалокластитов было разделено во времени, что рассматривается нами как свидетельство чередования разных условий излияний – внутриледниковых и межледниковых.

Гиалокластиты, подробно описанные нами ранее (Kuzmin et al., 2003; Ярмолук, Кузьмин, 2004), – это породы, образованные несортированными по размеру обломками стекловатых лав, сцементированных мелким вулканическим стеклом. Расположенные в матрице мелкого вулканического стекла, обломки имеют стекловатую внешнюю зону и часто приобретают форму зонально построенных лавовых шаров и подушек, типичных для шаровых лав. Разные по размеру обломки хаотически перемешаны в пределах слоев и линз мощностью до 10–15 м. Поэтому в целом совокупность таких пород была выделена нами как вулканокластический комплекс.

Породы вулканокластического комплекса участвуют в строении крупных обычно изолированных вулканических построек, типа столовых гор, которые возвышаются над поверхностью лавового плато на 500–700 м. Большинство этих вулканов практически до основания вскрыто поверхностями оползней и ледникового выпаивания. В многосотметровых стенках прекрасно видно, что вулканокластические толщи имеют грубослоистое строение. Отдельные их слои характеризуются крутым залеганием и обычно погружаются в стороны от центра. Их распределение отвечает ри-

сунку гигантской косо́й слоистости (Ярмолук и др., 2001).

Для правильной интерпретации происхождения пород вулканокластического комплекса напомним, что гиалокластиты и шаровые лавы образуются при излияниях в сильный охладитель – в воду или в лед. Здесь уместно отметить, что аналогичные образования широко распространены в Исландии, особенно в составе группы Моуберг (Милановский, 1978). Происхождение выделяемой в ее составе формации Каульфстиндар связывается исключительно с внутриледниковыми излияниями (Гептнер, 1978). Породы этой формации образуют реликты центральных вулканов, которые выделяются в рельефе в виде так называемых “столовых гор” (Bemmelen, Rutten, 1955). Для их строения характерно наличие подушечных лав и широкое развитие гиалокластитов и мелкообломочной перемытой тefры, слагающих основной объем вулканов. Субаэральные лавы появляются только в самых верхних частях вулканов, где формируют маломощные полого залегающие покровы, которые бронируют поверхность вулканов и которые связываются с излияниями, произошедшими после отступления ледников или внутриледниковых озер. Очевидно, что характеристики этих образований вполне согласуются с особенностями строения рассмотренных выше вулканических построек с вулканокластитам Восточно-Тувинского лавового нагорья. Здесь напомним, что на территории Восточной Тувы и Саяна установлены неоспоримые свидетельства неоднократного на протяжении плейстоцена образования крупных, в том числе покровных ледников (Гроссвальд, 1965). Так практически все вулканические образования Восточно-Тувинского лавового нагорья несут следы ледниковой обработки. Соответствующее исследование было выполнено М.Г. Гроссвальдом (1965), который выделил две фазы покровного оледенения, существенно изменивших облик вулканических сооружений нагорья – азасскую и шивитскую. Отметим также, что в высокогорной части Восточного Саяна, в пределах которого располагается Восточно-Тувинского лавовое нагорье, отсутствовали условия для возникновения крупного глубоководного озера. Поэтому для изученных нами пород вулканокластического комплекса, таких как гиалокластиты, шаровые лавы и лахары, можно предполагать только связь с внутриледниковыми излияниями и, следовательно, само существование этих пород свидетельствует о наличии крупных ледниковых масс во время их формирования. Исходя из данных о мощности пород гиалокластического комплекса, можно полагать, что мощность ледникового покрова во время формирования столовых гор превышала 600 м. По мнению М.Г. Гроссвальда (2003), она достигала величины 3000 м при распространении ледникового чехла

на площади более 100000 км². В табл. 2 приведены данные о времени проявления разнотипного вулканизма в пределах Восточно-Тувинского лавового нагорья. В соответствии с ними внутриледниковые излияния происходили в интервалах (в тыс. лет): 1650–1750; 725–760; 560–600; 100–225.

Сравнение палеоклиматической записи из озера Байкал с палеоклиматическими реконструкциями, выполненных по морфологии лавовых излияний. Если наш вывод о том, что вулканы, сложенные массивными лавами, формировались в межледниковые периоды, а сложенные преимущественно гиалокластитовым материалом – в ледниковые периоды правилен, то возраст выделенных по вулканитам ледниковых и межледниковых интервалов должен совпадать с соответствующими теплыми и холодными периодами, выделенными в Байкальской осадочной записи. Такое сопоставление было сделано, и результаты его приведены на рисунке 11, где на рис. 11а показана палеоклиматическая запись из отложений озера Байкал для эпохи Брюнес, для которой разработана детальная возрастная шкала (Prokopenko et al., 2001), а на рис. 11б – подобная запись за последние 2.5 млн. лет. Как следует из этих рисунков, наблюдается хорошее согласование данных Байкальской климатической записи с данными по реконструкции климата, полученных по вулканитам. Так, межледниковые излияния, сформировавшие лавовое плато (1.95–2.2 млн. лет), а также небольшую щитовую лавовую постройку на плато (1.2 млн. лет), происходили во время расцвета диатомовых в Байкале, что соответствует межледниковым условиям. Более поздние излияния небольших вулканов Юрдава и Саган (290–350 тыс. лет), а также Улуг-Арга и долинных потоков по Большому Енисею (50 ± 20 тыс. лет) (Ярмолюк и др., 2000, Ярмолюк, Кузьмин, 2004) также соответствовали межледниковым отложениям в байкальских осадках (соответственно морские изотопные стадии (МИС)-9 и МИС-5 на рис. 11а).

Гиалокластиты, слагающие долинные лавовые потоки палео-Енисея, которые по нашей интерпретации изливались в ледниковый период, имеют возраст 1.65–1.75 млн. лет. Этот интервал составляет 1.75–1.45 млн. лет и согласуется с интервалом глубокого похолодания в байкальской записи (рис. 10а).

Значительное похолодание реконструированно по лавам вулкана Дербь-Тайга (725–760 тыс. лет), гиалокластитовый комплекс которого превышает 550 м. Вмещавший его ледник, очевидно, имел не меньшую мощность. В байкальской записи этому оледенению соответствует холодный период в интервале 714–764 тыс. лет, отвечающий холодной стадии МИС-18 и мансийскому леднико-

вому периоду (Архипов, Волкова, 1994; Карабанов и др., 2001).

В интервале 560–600 тыс. лет были сформированы стекловатые лава и гиалокластиты, связанные с деятельностью нескольких небольших щитовых вулканов. Вулканокласты типичны для нижних нескольких десятков метров разреза этих вулканов и сверху сменяются нормальными лавами с признаками излияния в субэвральную обстановку. По-видимому, их образование было связано с излияниями в условиях существования мало-мощных ледников, уничтоженных на ранних стадиях формирования этих вулканов. В осадочном разрезе этому похолоданию в соответствие может быть поставлен эпизод с низким содержанием диатомовых, сопоставляемый с холодной стадией МИС-14.

Излияние большой группы щитовых вулканов, возникших между 225 и 100 тыс. лет, по нашему заключению (Ярмолюк и др., 2001), также происходило во время глубокого похолодания с формированием мощного ледникового покрова, так как основной объем этих вулканов слагают грубослоистые гиалокластиты, мощность которых составляет до 600 и более метров. В байкальской записи время формирования этих вулканов совпадает с ледниковой изотопной стадией МИС-6 (127–185 тыс. лет назад), что соответствует тазовскому оледенению по сибирской стратиграфической шкале (Архипов, Волкова, 1994; Карабанов и др., 2001).

Таким образом, отмечается хорошее согласование оценок климата, полученных на основе Байкальской осадочной палеоклиматической летописи и по вулканическим продуктам (рис. 11). Продукты извержений, сформированные в эпохи похолодания, несут следы взаимодействия расплава с ледниками и, напротив, лава, излившаяся в эпохи теплого климата, лишены таких признаков. Такое согласование свидетельствует, во-первых, о совпадении двух шкал датирования геологических процессов в бассейне оз. Байкал – геохронологической (К-Ar) и палеоклиматической и, во-вторых, о том, что каждая эпоха похолодания, зафиксированная в составе донных отложений, сопровождалась разномасштабным оледенением во всем горном обрамлении оз. Байкал, включая Восточные Саяны (Восточно-Тувинское лавовое нагорье). В эпохи продолжительных и резко выраженных похолоданий, таких как, например, МИС-18 и МИС-6, по-видимому, формировались покровные ледники мощностью во многие сотни метров (до 3000 м по Гроссвальд, 2003), в другие эпохи возникли долинные ледники относительно небольшой мощности.

В некоторые ледниковые эпохи, четко выделяемые по Байкальской осадочной записи, нет разновозрастных характерных гиалокластиче-

Таблица 2. Вариации условий базальтовых излияний в новейшей вулканической истории Восточно-Тувинского лавового нагорья по (Ярмолюк и др. 2001) (эпохи внутриледниковых излияний выделены жирным курсивом)

Типы вулканических сооружений и их группы	Лавы плато и древних долинных излияний		Группа ранних вулканов (возраст > 250 тыс. лет)				Группа поздних вулканов (возраст <250 тыс. лет)	
	Лавы плато	Долинные потоки по р. Б. Енисей	Щитовой вулкан на плато	Вулкан Дербит-Тайга, тип столовых гор	Щитовые вулканы Кадырсугский и Безымянный	Щитовые вулканы Юрдава и Саганский	Вулканы типа столовых гор – Плоский, Кок-Хемский, Шивит-Тайга, Соруг-Чушку-Узу, Приозерный и др.	Щитовые вулканы Улуг-Арга и Долинный с долинными потоками
Типы лав	Нормальные лавы с зонами шлаков	Потоки гиалокластитов и лавокластитов в нижней части лавовой толщи	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты, шаровые лавы, лахары	Потоки гиалокластитов и лавокластитов в нижней части лавовой толщи	Нормальные лавы с зонами шлаков	Гиалокластиты, шаровые лавы, лахары	Нормальные лавы с зонами шлаков
Диапазон формирования в тыс. лет (данные К-Аг датирования)	2140–2070	1750–1650	1210	760–725	600–565	350–290	225–110	50
Условия излияний	Субаэральные излияния	Излияния в долинных ледниках небольшой (~100 м) мощности	Субаэральные излияния	Излияния в пределах ледника мощностью >600 м	Излияния в мало мощные (~100 м) ледники	Субаэральные излияния	Излияния в пределах ледника мощностью >500–700 м	Субаэральные излияния

ских образований. Очевидно, во время этих ледниковых эпох не было вулканических извержений. В то же время по аналогии с ледниковыми эпохами, для которых характерны гиалокластиты, мы полагаем, что все ледниковые эпохи, выделяемые по Байкальской осадочной записи, сопровождались формированием горных ледников.

О СВЯЗИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ, ВУЛКАНИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НОВЕЙШЕЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Итак, около 3 млн. лет назад в пределах Центральной Азии произошла активизация орогенических процессов, в результате которых возникли не только Хангай-Алтае-Саянская горная страна, но и такие крупные горные системы, как Тянь-Шаньская, Хентейская, Северного Прибайкалья и другие. С учетом Тибетского плато, можно говорить, что вся территория Центральной и Южной Азии между 55° и 25° с.ш. и 70° и 120° в.д. в это время оказалась приподнятой более чем на 1 км над уровнем моря. Несомненно, что появление столь гигантской по размерам (~ 9 млн. км²) горной страны не могло не повлиять, по крайней мере, на атмосферную циркуляцию в Северном полушарии. И, действительно, орогенические процессы протекали на фоне глобального изменения климата в сторону похолодания, которое привело к появлению первых ледников в горном обрамлении оз. Байкал.

О природе горообразующих процессов. Начиная с работ (Molnar, Tarponier, 1975, Зоненшайн, Савостин, 1979), вопрос о причинах новейших орогенических движений в Центральной и Южной Азии в основном связывался с коллизией Индостанской и Евразийской литосферных плит, в результате которой произошло дробление южной части Евразийской плиты на серию микроплит. Образование горных цепей вдоль границ этих микроплит интерпретировался как результат межплитного взаимодействия. В наибольшей степени эта концепция была разработана для Тибета и Гималаев, рост которых объяснялся увеличением мощности литосферы в результате подвигания под эту территорию с юга Индостанской плиты и с севера блока Янцзы (Tarponier et al., 2001). Наряду с этими взглядами в последнее десятилетие стали развиваться представления об участии в горообразовании астеносферной мантии (Артюшков, 1998; Williams et al., 2004). В основу этих представлений были положены данные о несоответствии мощности литосферы Тибета той величине, которая ожидалась в соответствии с первой моделью. Кроме того, обращалось внимание на то, что первая модель не может объяснить тот факт, что процессы коллизии продолжаются не менее 40 млн. лет, а активное горообразование

охватило огромные пространства Южной и Центральной Азии только в последние 3–5 млн. лет (Артюшков, 1998). Дополнительно следует обратить внимание на то, что одновременно с процессами горообразования различные участки этой огромной территории были охвачены вспышками кайнозойского базальтового вулканизма (Ярмолук и др., 1995) (рис. 4). Согласно с моделью участия астеносферной мантии в процессах новейшего горообразования, активизация этой мантии и ее воздействие на литосферу могло быть связано либо с деляминацией литосферной мантии в результате коллизии, либо с разрывом погружающихся литосферных слобов и компенсационным подъемом глубоких слоев мантии к поверхности литосферы через эти разрывы.

Несомненные свидетельства участия аномальной мантии в процессах новейшего горообразования были получены нами для территории Центральной Азии (Ярмолук, Кузьмин, 2004). Здесь необходимо напомнить, что территория Центральной Азии на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя развивалась в режиме непрекращающейся внутриплитной активности. В результате здесь были сформированы многочисленные системы грабенов и вулканические области с исключительно длительной (до 160 млн. лет) историей развития. Формирование этих областей связывается с горячими точками мантии (Ярмолук и др., 1995).

Одна из них, выделенная нами как Южно-Хангайская, контролировала одноименную вулканическую область, развитие которой прослеживается с поздней юры (со 150 млн. лет) до настоящего времени (Ярмолук и др., 1994), а отвечающие ей вулканические поля рассредоточены по территории Южной и Центральной Монголии, отмечая пути миграции литосферы над мантийным плюмом. С конца олигоцена (~ 30 млн. лет назад) вулканическая активность области оказалась сосредоточенной в пределах территории современного Хангая, зафиксировав тем самым местоположение горячей точки мантии. Вулканизм этого времени проявился в виде серии циклов извержений, разделенных интервалами в несколько миллионов лет. Как уже выше говорилось, наиболее поздняя вспышка активности началась около 3 млн. лет назад и продолжалась вплоть до голоцена.

Еще одна горячая точка зафиксирована Южно-Байкальской вулканической областью. Ее развитие прослеживается примерно с 35 млн. лет назад (Ярмолук и др., 2003). Фаза максимальной активности пришлась на ранний миоцен (на интервал 21–17 млн. лет), когда образовалось крупное лавовое плато, бронирующее вершины хребта Хамардабан. Начиная с 16 млн. лет, в центральной части вулканической области стала формироваться система тройного сочленения грабенов Тункин-

ского, Хубсугульского и Окинского, в пределах которой с этого времени и практически до конца олигоцена (до 3 млн. лет) была в основном сосредоточена постепенно затухавшая во времени вулканическая деятельность. Новейшая вспышка вулканизма начинается с 3 млн. лет. Она характеризовалась смещением центров излияний на фланги вулканической области, отвечающие также флангам горной области Саян, возникшей в это же время (Ярмолук, Кузьмин, 2004).

Обе рассмотренные горячие точки отражены в структуре аномальной мантии региона. На рис. 5 в пределах Южной Сибири и Монголии контуром выделена территория, под которой астеносферная мантия по данным гравиметрических и сейсмических исследований (Зорин и др., 1988, Zorin et al., 2003, Gao et al., 2003) поднята на глубины менее 100 км. Кроме того, показаны локальные выступы коры на глубинах около 50 км (Зорин и др., 1988) и которые интерпретируются как мантийные плюмы (Zorin et al., 2003, Ярмолук и др., 1995). Положение этих плюмов (или "hot finger" по аналогии с небольшими плюмами, контролируемыми позднекайнозойский рифтогенез в Западной Европе) хорошо согласуется с позицией областей позднекайнозойского вулканизма, выделенных нами как горячие точки мантии. Это справедливо не только в отношении Южно-Хангайской и Южно-Байкальской горячих точек, но и в отношении других областей новейшего вулканизма, например, Витимского плато, (Северо-Байкальский плюм) и Удоканской горячей точки. Учитывая, что все эти области имеют достаточно длительную историю развития (более 20 млн. лет) (Ярмолук и др., 1995) можно предположить, что и образование контролируемых их плюмов произошло не позднее начала позднего кайнозоя.

На этом же рисунке изображены границы микроплит (по Зоненшайн, Савостин, 1979), сформированных в результате Индо-Азиатской коллизии в пределах Центральной Азии. Как следует из рисунка, западный и северо-западный участки границы Амурской плиты прослеживаются через ряд горячих точек мантии, в том числе через Южно-Хангайскую и Южно-Байкальскую. Нами было показано (Ярмолук и др., 2003; Ярмолук, Кузьмин, 2004), что в районе Южно-Байкальской вулканической области эта граница трассируется Тункинским и Хубсугульским грабенами. Но эти грабены возникли не ранее 16 млн. лет, и, следовательно, дробление территории на микроплиты также произошло не ранее среднего миоцена, т.е. тогда, когда нижняя часть литосферы этой территории уже была эродирована протяженным выступом аномальной мантии. Очевидно, что формирование западных и северо-западных отрезков границы Амурской плиты произошло вдоль гребня мантийного поднятия, соответствовавшего зо-

не наименьшей мощности литосферной плиты, и было приспособлено к наиболее ослабленным участкам литосферы, перфорированным вплоть до основания коры мантийными плюмами.

Образование этой границы не сопровождалось заметной дифференциацией рельефа. Как уже отмечалось, быстрый рост гор с формированием основных черт современной орографии произошел лишь в конце плиоцена (~3 млн. лет назад). Этот рост сопровождался активизацией вулканизма. Похожими процессами были охвачены и другие участки Центральной Азии. Во второй половине плиоцена произошло образование Алтайской горной системы (Dobretsov et al., 1996). К плиоцену относится заложение глубоководных котловин в оз. Байкал (Кузьмин и др., 2001; Ярмолук, Кузьмин, 2004) и других впадин северо-восточной ветви Байкальской рифтовой системы. Их формирование сопровождалось ростом гор по обрамлению и активизацией вулканических процессов в пределах Удоканской (<4 млн. лет) и Витимской (<5 млн. лет) вулканических областей (Рассказов и др., 2000; Ярмолук и др., 1995). При этом источниками новейшего вулканизма разных областей Центральной Азии являлась умеренно деплетированная мантия типа PREMA и обогащенная мантия типа EM I и EM II (Ярмолук и др., 2003), что указывает на активное участие подлитосферной мантии в эндогенных процессах в регионе. Об этом участии, в частности, свидетельствует также хорошее согласование между проекциями мантийных плюмов на земную поверхность и размещением наиболее высоких участков новообразованных горных систем (рис. 11). Влияние активной мантии на новейшее горообразование отмечается и в других участках гигантской горной страны, возникшей между Индостанской и Сибирской литосферными плитами. На рис. 4 показано, что районы вулканизма с возрастом менее 10 млн. лет в большинстве своем тяготеют к горным сооружениям, возникшим вдоль границ литосферных плит. Исключение составляет плато Дариганга, расположенное в центральной части Амурской плиты и сформированное преимущественно в плиоцене (<5 млн. лет назад) (Ярмолук и др., 1995). Однако благодаря своему удаленному положению относительно границ микроплит оно служит индикатором независимой от горообразования активизации мантийных процессов в Центральной Азии, произошедшей в плиоцене и плейстоцене и, в частности, приведшей к образованию этого плато.

Все это позволяет нам утверждать, что именно мантийные процессы сыграли важную роль в новейшем горообразовании в Центральной и Южной Азии. Учитывая то, что как горообразование, так и мантийный магматизм охватили всю площадь коллизионного пояса, заключенную между Индостанской и Сибирской платформами,

мы полагаем, что причина эндогенной активизации также должна была быть связана с процессом коллизии. Представляется, что эта активизация была инициирована отрывом слэба (или слэбов), погружавшихся под Тибет со стороны Индостанской плиты и блока Янцзы. "Обрушение" гигантских фрагментов литосферы в недра Земли привело к компенсирующему "выбросу" глубинной мантии к подошве литосферной оболочки коллизионного пояса. Можно предположить, что здесь распределение аномальной мантии контролировалось литосферными ловушками – участками наименьшей мощности литосферы, которые, прежде всего, трассировались границами микроплит, сформированных в ходе Индо-Азиатской коллизии. Относительно перегретый характер этой мантии и, следовательно, ее пониженная плотность могли стать причиной изостатического подъема гор именно вдоль границ микроплит.

Таким образом, мы приходим к выводу, что причиной роста гор и, как следствие, изменения климата в позднем плиоцене – голоцене Центральной и Южной Азии стали процессы мантийного диапиризма, которые, в свою очередь, были вызваны обрушением в недра Земли литосферных слэбов, сформированных при коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В геологической истории Земли изменения климата, прежде всего, были связаны с постепенным снижением температуры поверхности планеты. Следующую по важности роль в образовании крупных климатических эпох играл вулканизм. Активизация высоко эксплозивного магматизма в зонах конвергентных границ литосферных плит способствовала загрязнению атмосферы и, как следствие, благоприятствовала возникновению ледниковых эпох. Иной эффект производил внутриплитный магматизм, в эпохи доминирования которого на Земле преобладал теплый климат. Существенное влияние на климат особенно в эпохи похолодания оказывало также расположение континентов и наличие или отсутствие в их пределах крупных горных систем, определявших атмосферную и океаническую циркуляцию и влиявших на масштабы химического выветривания, в результате которого происходило поглощение парниковых газов. Наконец, наиболее регулярную периодичность в вариациях климата определяют особенности положения Земли на солнечной орбите (циклы Миланковича).

2. Вариации климата в позднем кайнозое Земли в значительной степени были связаны с орогенными процессами в зоне коллизионного взаимодействия Индостанской и Северо-Азиатской литосферных плит. Первое глубокое похолодание Северного полушария, имевшее место 2.8–

2.5 млн. лет, совпало со временем быстрого роста гор по всей территории коллизионного пояса. В Южной Азии произошло окончательное оформление Тибетского плато в его современном виде, в пределах Центральной Азии в это время возникла крупная (>1.5 млн. км²) Хангай-Алтае-Саянская горная страна. Совокупный размер области новейшего горообразования в Центральной и Южной Азии составил более 9 млн. км². Рост гор сопровождался вулканической активностью внутриплитного типа свидетельствующей об участии подлитосферной мантии в процессах горообразования.

3. На протяжении последних 1.8 млн. лет климат в Центральной Азии характеризовался режимом, пограничным между ледниковым и межледниковым его состояниями. Вариации климата контролировались орбитальными параметрами Земли и изменялись согласно циклам Миланковича. Установлено соответствие между возрастом климатических событий байкальской осадочной записи и геохронологическим возрастом межледниковых и ледниковых этапов, реконструированных по лавовым образованиям Восточного Саяна и Байкальской горной области. Тот факт, что все лавы, сформировавшиеся в холодные периоды, несут признаки внутриледниковых излияний, позволяет предположить, что все эпохи похолодания, зафиксированные в Байкальской палеоклиматической записи после 1.8 млн. лет, сопровождалась горными оледенениями. Из этого следует, что только в эпоху Брунес их было не менее восьми.

4. Данные по мощности гиадокластитовых образований позволяют заключить, что в отдельные ледниковые периоды, в частности, в стадию МИС-18 и МИС-6 толщина ледникового панциря в Южно-Байкальской горной области и Восточных Саянах составляла многие сотни метров, возможно, достигая 3 км. Отмечено согласование в увеличении частоты смены "холодных" и "теплых" эпох и частоты лавовых излияний на протяжении последнего млн. лет.

5. Проведенные исследования свидетельствуют о взаимосвязи эндогенных (вулканизм и горообразование) и экзогенных (формирование ледников) процессов на протяжении последних 3 млн. лет в Центральной Азии. Эта связь, во-первых, определила прежде всего рост гор и формирование ледников в условиях высокогорья в "холодные" климатические эпохи, во-вторых, породила осциллирующую литосферную нагрузку на астеносферу в результате периодического возникновения и исчезновения мощных покровных ледников и, в-третьих, как нам кажется, вызвала перетекание горячей мантии в краевые участки астеносферной линзы, стимулируя тем самым процессы маг-

могенерации в краевых участках вулканической области.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (05-05-64000), грантов НШ-1145.2003.5 и НШ-2177.2003.5, ОНЗ РАН и интеграционного проекта СО РАН "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса", программы Президиума РАН №13 и интеграционного проекта СО РАН № 121.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры на континентах. 1. Методы изучения. Тибетское плато и Гималаи // Вестник ОГПТГН РАН. 1998. С. 50–69.

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 106 с.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1987. 181 с.

Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др. Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 5. С. 1032–1037.

Безрукова Е.В., Калугина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 5. С. 739–749.

Гептнер А.Р. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 155–185.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.

Гросвальд М.Г. Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Изв. РАН. Сер. географ. 2003. № 2. С. 83–92.

Добрецов Н.Л. Что мы знаем и чего не знаем об эволюции // Наука из первых рук. 2004. № 1. С. 8–19.

Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 777–780.

Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. М.: ГЕОС, 2002. С. 247.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.

Зорин Ю.А., Балк Е.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли. 1988. № 7. С. 32–42.

Карабанов Е.Б. Геологическое строение осадочной толщи озера Байкал и реконструкции изменения климата Центральной Азии в позднем кайнозое. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1999. 72 с.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 48–63.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. 297 с.

Коллектив исполнителей байкальского бурового проекта. Результаты бурения первой скважины на озере Байкал в районе Бугульдейской перемычки // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 3–32.

Коллектив участников проекта "Байкал-бурение". Непрерывная запись климатических изменений в отложениях оз. Байкал за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 2. С. 139–156.

Коллектив участников проекта "Байкал-бурение". Позднекайнозойская палеоклиматическая запись в осадках озера Байкал (по результатам исследования 600-метрового керна глубокого бурения) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 3–32.

Кузьмин М.И., Карабанов Е.В., Каваи Т. и др. Глубоководное бурение на оз. Байкал: основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1–2. С. 8–35.

Курганьков П.П., Мацера А.В. Структурно-геоморфологический анализ внутриконтинентального многофазного вулканизма // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 43–50.

Лурье М.Л., Обручев С.В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945–1946 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 4. С. 45–57.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Новосибирск: ГЕО, 2001. 250 с.

Милановский Е.Е. Краткий очерк истории геологического изучения Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия, литология. М.: Наука, 1978. С. 9–18.

Обручев С.В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. // Землеведение. 1950. Т. 3(43). С. 21–43.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя. Новосибирск: Наука, 2000. 282 с.

Хайн В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 346 с.

Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. К-Аг-изотопная систематика и возраст новейшего вулканизма Казбекской вулканической области, Большой Кавказ // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 810–814.

Чумаков Н.М. Общая направленность климатических изменений на Земле за последние 3 миллиарда лет // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 5. С. 652–655.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Динамика формирования и магматизм позднемезозойской-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–33.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии – про-

екция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. О взаимодействии эндогенных и экзогенных факторов в новейшей геологической истории юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 2004. № 3. С. 55–78.

Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сузорова А.М. и др. Восточно-Тувинский ареал новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической активности // Вулканология и сейсмология. 2001. № 3. С. 3–32.

Baikal Drilling Project Members The new BDP98 600-m drill core from Lake Baikal: a key late Cenozoic sedimentary section in continental Asia // Quaternary International. 2000. V. 80–81. P. 19–36.

Bemmelen R.W., Rutten M.G. Tablemountains of Northern Iceland. Leiden: E.J. Brill, 1955. 217 p.

Bloemendal J., deMenocal P. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements // Nature. 1989. V. 342. P. 897–900.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: University Press, 2001. 305 p.

De Grave J., Buslov M.M., Haute van den P. Intracontinental deformation in Central Asia: distant effects of India – Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalain J. Sciences. 2004. V. 2. P. 121–122.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Intern. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 430–466.

Edmonds J. Himalayan tectonics, weathering processes and the strontium isotope record in marine limestones // Science. 1992. V. 258. P. 1594–1597.

Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M. et al. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // J. Geophys. Research. 2003. V. 108 (B4). P. 5–1 – 5–12.

Hay W.W. The cause of the Late Cenozoic Northern Hemisphere glaciations: a climate change enigma // Terra Nova. 1992. V. 4. P. 305–311.

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M. The link between insolation, North Atlantic circulation and intense glaciations in Siberia during interglacial periods of late Pleistocene // Quaternary Res. 1998. V. 50. P. 46–55.

Kukla G., Heller F., Ming L.X., et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. 1988. V. 16. P. 811–814.

Kutzbach J.E., Prell W.L., Ruddiman W.F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau // J. Geol. 1993. V. 101. P. 177–190.

Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A. et al. Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // Intern. J. Earth Sci. 2000. V. 88. P. 183–192.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Karabanov E.B. et al. Paleoclimate Records from the Lake Baikal Sediments and Lava Formations of the South Baikal Volcanic Area. Long continental records from Lake Baikal / Ed. Kenji Kashiwaya. Springer-Verlag, Tokyo, 2003. P. 23–41.

Maslin M.A., Haug G.H., Sarnthein M. et al. Northwest Pacific site 882: the initiation of Northern Hemisphere glaciation / Eds. Rea D.K., Basov I.A., Scholl D.W., Allan J.F.,

Proceed. Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1995. V. 145. P. 315–329.

Molnar P., England P., Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 357–396.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. V. 189. P. 419–426.

Prokopenko A.A., Karabanov E.B., Williams D.F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to climatic forcing during the Brunhes // Quaternary Res. 2001. V. 55. P. 123–132.

Qiang X.K., Li Z.X., Powell C.McA., Zheng H.B. Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet // EPSL. 2001. V. 187. P. 83–93.

Raymo M.E. Geochemical evidence supporting T.C. Chamberlin's theory of glaciation // Geology. 1991. V. 19. P. 344–347.

Raymo M.E., Ruddiman W.F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate // Nature. 1992. V. 359. P. 117–122.

Richter F., Rowley D.B., DePaolo D.J. Sr isotope evolution of seawater the role of tectonics // EPSL. 1992. V. 109. P. 11–23.

Rowley D.B., Pierrehumbert R.T., Currie B.S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene // EPSL. 2001. V. 188. P. 253–268.

Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. Forcing of Late Cenozoic Hemisphere climate by Plateau Uplift in Southern Asia and the American west // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № 15. P. 18409–18427.

Ruddiman W.F., Kutzbach J.E. Plateau Uplift and Climatic Change // Sci. Amer. 1991. V. 246. № 3. P. 66–77.

Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H. et al. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region // Nature. 1984. V. 307. P. 620–623.

Spicer R.A., Harris N.B.W., Widdowson M. et al. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years // Nature. 2003. V. 421. P. 622–624.

Tapponnier P., Zhigin X., Roger F. et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau // Science. 2001. V. 294. P. 1677–1677.

Williams D.F., Peck J., Karabanov E.B. et al. Lake Baikal record of continental climatic response to orbital insolation during the past 5 million years // Science. 1997. V. 278. P. 1114–1117.

Williams H.M., Turner S.P., Pearce J.A. et al. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in Southern and Northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling // J. Petrology. 2004. V. 45. № 3. P. 555–607.

Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V. et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 153–173.

Рецензент М.А. Ахметьев