

А.В. Покровский

ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ И РОЛЬ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИХ ФОРМИРОВАНИИ

На основе анализа литературных данных и результатов собственных исследований автора выявлены и охарактеризованы пять формационных типов гранитоидов. Показана важнейшая роль солнечной энергии и экзогенных процессов в формировании преобладающих парамагматических палингенных гранитоидов и континентальной земной коры в целом.

The analysis of various research data and the research done by the author himself allowed to define and characterize five types of granitoids. The article shows a decisive role of solar energy and exogenous processes in the formation of prevailing paramagmatic, polygenous granitoids and the continental crust.

Постановка проблемы

Гранитоиды — большая группа тесно связанных, близких по составу кислых, т. е. пересыщенных кремнеземом (65–80 %), полнокристаллических горных пород (граниты, гранодиориты, адамеллиты и др.), образующие разнообразные интрузивные тела, в том числе огромные «батолитовые» плутоны. Проблема их типизации, происхождения и условий образования, несмотря на длительное изучение, до сих пор одна из стержневых в науках о Земле. От степени ее решения во многом зависит уровень раскрытия закономерностей строения, формирования и геодинамической эволюции земной коры и размещения месторождений полезных ископаемых. Уже около двух столетий она привлекает внимание многих исследователей, но все еще дискуссионна и весьма актуальна.

В статье освещаются основные результаты проведенного автором анализа многочисленных литературных данных по магматизму складчатых поясов и непосредственных геолого-петрологических исследований гранитоидных и других комплексов Западного Тянь-Шаня*, объединяющего различные геоструктуры Срединного и Южного Тянь-Шаня и прилегающего древнего Каракум-Таджикского стабильного массива. Представляется, что они вносят определенный вклад в решение этой проблемы и понимание исключительно важной роли экзогенных процессов географической оболочки Земли в формировании особенно широко распространенных палингенных гранитоидов и континентальной земной коры в целом. Кратко остановимся на предыстории и состоянии данной проблемы.

Только в середине прошлого века, после более чем столетней дискуссии между «плутонистами» и «нептунистами-трансформистами» получили всеобщее признание два генетических типа гранитоидов. Одни из них образуются в результате дифференциации мантийной базальтовой магмы, а другие — переплавления осадочно-метаморфических толщ в земной коре. Различными учеными они назывались по-разному: базальтоидные и палингенные, симатические и сиалические, нормальные и высокоглиноземистые и др. Затем выделялись петрохимические (известково-щелочные, плумазитовые, агпайтовые и др.), геохимические (плагиограниты толеитового ряда, гранитоиды андезитового ряда, агпайтовые редкометалльные граниты и др.) и другие типы гранитоидов, различающиеся составом исходной магмы, условиями формирования и потенциальной рудоносностью ([25] и др.).

С развитием в геологии концепции тектоники литосферных плит (ТЛП) австралийские ученые Б. Чаппел и А. Вайт ([28; 32; 33] и др.) выделили четыре типа гранитоидов, которые рассматривались как индикаторы определенных геодинамических обстановок. Они индексировались по аббревиатуре их главных характеристик: J-граниты (от *igneous* — изверженные), S-граниты (от *sedimentary* — осадочные), M-граниты (от *melanocratic* — темноцветные, меланократовые) и A-граниты (от *alkaline* — щелочные). Позже J-граниты были подразделены В. Питчером [31] на кордильерский и каледонский подтипы. Авторы и вслед за ними большинство исследователей к J- и S-типам относили упоминавшиеся выше базальтоидные и палингенные гранитоиды, к M-типу — андезитовидные гранитоиды вулканических островных дуг и активных континентальных окраин, а к A-типу — лейкограниты и часто ассоциирующие с ними субщелочные и щелочные сиенитоиды внутриплитных зон континентального рифтогенеза.

Идентификация этих типов гранитоидов при геодинамических и палеотектонических реконструкциях и петролого-металлогенетических исследованиях производилась по соотношениям некоторых породообразующих компонентов и микроэлементов, относительно мало подвижных при наложившихся процессах минералообразования. Использовались также особенности фракционирования редкоземельных элементов и изотопов стронция для оценки состава субстрата, глубины уровней магмаобразования и других условий петрогенезиса. На этой основе для типизации гранитоидов многими исследователями (Б. Чаппел, А. Вайт, Дж. Пирс, Г. Браун, Н. Харрис, Н.Л. Добрецов, Л.С. Бородин и др.) предложены многочисленные диагностические диаграммы и дискриминантные функции. Они опубликованы в оригинальных работах ([28–33] и др.), а для удобства использования сведены в специальных методических руководствах ([1; 27] и др.).

Несмотря на кажущуюся достаточную разработанность научно-методических основ типизации гранитоидов, трудно признать ее совершенной. Прежде всего, в то время недостаточно учитывалась конвергентность их диагностических признаков, а применяемые методы, в сущности статистико-вероятностного характера, просто не в состоянии обеспечить однозначные интерпретации. Кроме того, некоторые выделяемые типы и подтипы гранитоидов в последние годы потеряли генетическую определенность и им зачастую приписывались не свойственные для них условия образования, что свидетельствует о неудовлетворительности и петрогенетических концепций.

Особенно показательны в этом отношении базальтоидные гранитоиды J-типа, являющиеся как отмечалось выше, дифференциатами мантийной базальтовой магмы. Однако некоторые исследователи вслед за В. Питчером [31] относят к нему и крупные «батолитовые» массивы гранитоидов активных континентальных окраин (кордильерский подтип) и коллизионных зон (каледонский подтип), имеющие многие характерные признаки палингенного происхождения. При этом развивались представления, что механизм образования исходной магмы гранитоидов J-типа в сущности такой же палингенный, как и S-типа, но субстратом для нее служат не осадочно-метаморфические толщи, а изверженные породы и она может выплавляться не только в мантии, но также в океанической и даже континентальной земной коре [27]. Высказывалось и мнение, что «чистых» гранитоидов J- и S-типов вообще не существует и они различаются лишь преобладанием при образовании первых J-компоненты — изверженных пород субстрата, а вторых S-компоненты — сиалического материала коровых осадочно-метаморфических толщ, что стирает все различия между ними.

До сих пор дискусионен также субстрат выплавления андезитовых магм вулканических островных дуг — эколгитизированных базальтоидов субдуцирующей океанической коры либо вещества надсубдукционного блока верхней мантии.

Не лучше обстоит дело и с происхождением лейкократовых гранитов A-типа и нередко ассоциирующих с ними сиенитоидов зон континентального рифтогенеза. Их образование объясняется дифференциацией

ювенильной щелочно-базальтовой магмы либо выплавлением соответствующих расплавов из мантийного субстрата, что также представляет собой своеобразный «петрологический нонсенс», на котором мы подробнее остановимся ниже.

Наконец, некоторые исследователи с легкостью допускали возможность выплавления исходных магм всех этих четырех типов гранитоидов из различного субстрата на разных глубинных уровнях непосредственно в зонах субдукции.

Так, при изучении магматизма на Киргизском геодинамическом полигоне сделан вывод [15; 21], что в Туркестано-Алайском регионе Южного Тянь-Шаня в коллизионной геодинамической обстановке внедрялись сбlijенные во времени нижнепермские комплексы всех четырех типов гранитоидов и ассоциирующихся с ними сиенитоидов, вплоть до щелочных нефелиновых сиенитов. Они сформировались в результате почти одновременного выплавления их исходных магм на разных глубинных уровнях крутопадающей внутриконтинентальной зоны субдукции в континентальной (S-тип) и океанической (M-тип) коре, верхней (J-тип) и нижней (A-тип) мантии.

На Кызылкумском геодинамическом полигоне, в пределах которого расположено крупнейшее на Евразийском континенте золоторудное месторождение Мурунтау, также развивалось представление [22] о выплавлении исходных магм всех четырех типов гранитоидов непосредственно в верхнепалеозойской зоне субдукции, погружающейся под Срединный Тянь-Шань, из пород подвигавшихся в ней тектонических пластин океанической, а затем переходной и континентальной коры с их последовательным внедрением по восстанию вдоль швов поддвигов. С этих позиций объяснялась зональность проявлений магматизма и оруденения в Кызылкумо-Нуратинском регионе Южного Тянь-Шаня.

Все эти в значительной степени умозрительные представления совершенно не согласуются с выявленными закономерностями размещения и формирования гранитоидных комплексов в упомянутых и многих других регионах и, более того, противоречат основным постулатам концепции ТЛП.

Отождествление реально существующих сейсмофокальных зон Вадати — Заварицкого — Беньоффа с зонами субдукции до сих пор практически не доказано и остается гипотетическим. Если допустить все же такое тождество, то, по многочисленным достоверным данным, гранитоидные комплексы локализуются не внутри этих зон в швах поддвигов, как указывалось выше, а на значительном расстоянии от них в над-субдукционных блоках земной коры. Затягивание в них пластин переходных субокеанической, субконтинентальной и тем более континентальной коры также совершенно невозможно, так как при приближении к ним «плавающих» сиалических блоков в соответствии с законами изостазии их просто заклинивает, как это хорошо видно на примере углового сочленения современных Курильской и Алеутской вулканических островных дуг. Кроме того, согласно ТЛП зоны субдукции представляют собой отрицательные гравитационные и термальные аномалии и вообще амагматичны, так как в них проявляется низкотемпературный высокобарический эклогит-глаукосланцевый метаморфизм, препятствующий магнемаобразованию [20], что подтверждается отсутствием каких-либо признаков проявления магматизма в океанических глубоководных желобах, якобы трассирующих современные зоны субдукции. И наконец, выплавление гранитоидных магм непосредственно из мантийного субстрата, как известно, также невозможно в связи с дефицитом в нем кремнезема, щелочей и воды и восстановленным характером глубинных флюидов.

Таким образом, как видно из приведенного обзора, проявления гранитоидного магматизма многообразны, но во многих, особенно петрогенетических, аспектах все еще дискуссионны. Проблема типизации гранитоидов также еще окончательно не решена, так как выделявшиеся ранее их типы во многом потеряли определенность и нуждаются в корректировке.

Формационные типы гранитоидов

Основу современной типизации гранитоидов, как и многих других природных объектов, несомненно, должны составлять формационные типы. В отличие от выделявшихся ранее генетических, петрохимических, геодинамических и других типов они наиболее полно отображают не только многообразие их состава, условия образования и размещения, но также геохимическую и металлогенетическую специализацию. На данном этапе исследований представляется целесообразным выделить пять формационных типов гранитоидов, составляющих ортомагматический и парамагматический петрогенетические ряды.

Первый из них объединяет собственно магматогенные гранитоиды, являющиеся результатом дифференциации мантийных магм, что подтверждается антидромным их внедрением от кислых дериватов до более основного состава. Фракционирование их расплавов, как полагает большинство исследователей, происходит по механизму гравитационной кристаллизационной дифференциации, по Н. Боуэну, или ликвации еще в жидком состоянии, по А.А. Маракушеву. В зависимости от состава исходных магм они подразделяются на два формационных типа — базальтоидных и андезитовидных гранитоидов.

Базальтоидные гранитоиды являются дифференциатами мантийных толеитовой и щелочно-базальтовой магм. Им соответствуют гранитоиды толеитового ряда (по Л.В. Таусону), J-типа (по Б. Чашелу, А. Вайту и др.). Ранее предполагалось весьма широкое их распространение, и к их числу, как указывалось В. Пирсоном и его последователями ошибочно причислялись крупные «батолитовые» плутоны коллизионных зон (каледонский подтип) и активных континентальных окраин (кордильерский подтип), несущие явные признаки палингеного происхождения. В действительности же они встречаются значительно реже. Как показали еще в 30-х гг. прошлого века на примере Урала российские академики Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и А.Н. Заварицкий, кислые дериваты базальтовых магм составляют не более 5–7% их объема. По расчетам, при дифференциации толеитовой магмы гранитоидная составляющая по массе достигает 12%, а щелочно-базальтовой 16–18% и соответствует по составу не нормальным гранитоидам, а трондьемитам-плагиигранитам с содержанием калиевого полевого шпата до 4–5%. Это вполне согласуется с составом и малой распространенностью базальтоидных гранитоидов, образующих лишь небольшие шпировые и жильные тела плагиигранитов в гипербазит-габбровых, а вулканических их аналогов (кератофиров, альбитофиров) в офиолитовых комплексах океанической коры. Тесная пространственно-временная связь этих гранитоидов с породами указанных комплексов, антидромность внедрения, низкие первичные соотношения изотопов стронция ($87\text{Sr} / 86\text{Sr} = 0,703 - 0,704$), а также их геохимическая и металлогенетическая специализация на металлы группы железа, платиноиды, хром, медь и золото и некоторые другие особенности не оставляют сомнений в их комагматичности. Для образования этих гранитоидов благоприятны зоны медленного (1,6–2,2 см/год) срединноморского и задуговых окраинно-морских бассейнов, где в периоды загибания вулканизма в промежуточных очагах базальтовая магма получает возможность относительно длительного фракционирования. Они известны во многих габбро-гипербазитовых и офиолитовых комплексах Западного Тянь-Шаня ([5; 19] и др.) и других складчатых поясов.

Андезитовидные гранитоиды наиболее характерны для вулкано-плутонических комплексов вулканических островных дуг и отчасти активных континентальных окраин андского типа. Они соответствуют M гранитоидам, по Б. Чашелу и А. Вайту, и их аналогам. Первоначально предполагалось, что их исходная андезитовая магма выплавляется согласно модели А. Рингвуда из базальтоидных кварцевых эклогитов фронтальной части субдуцирующей океанической коры. Выше уже отмечалось, что магнемаобразование в самих зонах субдукции практически невозможно из-за чрезвычайно высокого давления и «сухости» эклогитового субстрата. Кроме того, выяснилось, что в островных дугах андезитовая магма извергается после мантийных

толеитовых и глиноземистых базальтов, а первичные соотношения изотопов стронция в ее дериватах выше (0,705–0,706) чем в них (0,703–0,704). В связи с этим многие исследователи вслед за А. Миясиро с соавторами [15] пришли к выводу, что андезитовая магма вулканических островных дуг выплавляется из вещества надсубдукционного блока мантии и океанической литосферы под воздействием вздымающихся из зоны субдукции метаморфогенных щелочных водных флюидов, что подтверждается экспериментальными данными [11]. Это вполне согласуется с известково-щелочным петрохимическим профилем андезитовидных гранитоидов, а также их своеобразной коромантийной геохимической и металлогенетической специализацией на медь, молибден, золото, платиноиды и некоторые другие элементы. Они обычно образуются в гиабиссальных условиях и часто ассоциируют с комагматичными вулканидами, составляя единые вулканно-плутонические комплексы островных дуг. Формирование этих комплексов знаменует преобразование океанической земной коры в субконтинентальную. Характерным их представителем может служить Гунсайский комплекс гранодиорит-порфиров верхнепалеозойской островной дуги Чаткало-Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня, с которым связаны крупные золотоносные медно-молибденовые месторождения [5; 19].

Парамагматический петрогенетический ряд объединяет три формационных типа наиболее распространенных (до 65 %) палингенных гранитоидов, исходная магма которых образуется в результате ультраметаморфического переплавления коровых вулканогенно-осадочных толщ. Они характерны для коллизионных орогенов, активных континентальных окраин Андского типа и зон континентального рифтогенеза, в которых слагают мезоабиссальные крупные интрузивные массивы, в том числе огромные «батолитовые» плутоны с конкордантными соотношениями с вмещающими толщами. Предшествующими исследователями они относились к S-типу, каледонскому и кордильерскому подтипам J-типа и A-типу. Несмотря на различия геодинамических обстановок формирования, эти гранитоиды объединяет общность механизма палингенного магмаобразования, гомодромная последовательность внедрения от кантаминированных относительно основных к преобладающим кислым разностям, близость средневзвешенного их состава и материнских вулканогенно-осадочных толщ, близких по составу к гранодиориту, повышенная глиноземистость, заложенная еще в процессе их глубинной гранитизации, сравнительно высокие первичные соотношения изотопов стронция (0,707–0,709) и специфическая коровая редкометалльная геохимическая и металлогенетическая специализация. Их внедрение имеет особенно важное историко-геологическое значение, поскольку завершает образование гранито-метаморфического слоя и континентальной земной коры в целом.

Палингенные гранитоиды коллизионных зон

Механизм их образования к настоящему времени изучен вполне удовлетворительно ([13; 18; 19] и др.). Он начинается с тектонического скупивания разнородных вулканогенно-осадочных толщ с образованием аккреционной призмы суммарной мощностью до 18–25 км и их прогрессивным региональным метаморфизмом чарнокит-андалузит-сланцевого типа [20]. В переходной зоне от амфиболитовой к гранулитовой фации, по геофизическим параметрам соответствующей границе Конрада, преобладающие в этих толщах метапелитовые слюдястые сланцы на фоне прогрессирующей дегидротации преобразуются в «сухие» гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы (кинцититы) и гиперстеновые гранулиты с отделением надкритических щелочных существенно калиевых водных флюидов. В связи с высокой энергонасыщенностью за счет рекомбинации диссоциированных молекул воды они мигрируют в вышележащие породы амфиболитовой фации и осуществляют их интенсивную метасоматическую гранитизацию и перекристаллизацию, вплоть до появления среди них различных метагранитоидов (гранито-гнейсов и др.). При этом из них в соответствии с установленным Д.С. Коржинским принципом «дифференциальной подвижности компонентов» при метасоматозе дифференцированно выносятся избыточные фемические компоненты с относительным накоплением малоподвижного глинозема и привносятся щелочи и кремнезем. По мере достижения в гранитизированных породах наиболее легкоплавких эвтектоидных составов происходит их селективное плавление с образованием огромных масс глубинных (10–15 км) мигматитов, автохтонных тел высокоглиноземистых гранат-кордиеритовых гранитов и возникших в результате «фильтр-прессинга» пластовых и секущих жил лейкогранитов абиссальной акмолит-магматитовой фации глубинности.

Все это приводит к резкому возрастанию их объема и, следовательно, дислокационного давления, и при достижении в мигматитах оптимального содержания расплава (26–30 %) и температуры (575°C) фазового перехода α - β -кварца, способствующего его текучести, они приобретают повышенную пластичность и способность к реоморфическому внедрению всей массой с образованием огромных диапироидных гранито-гнейсовых куполов и валов. Они достигают изостатического равновесия на мезоабиссальном уровне (4–5 км), где при взаимодействии с более водонасыщенными (5,5–6,7 %) вмещающими породами зеленосланцевой и филлитовой фаций в результате привноса и экзотермического растворения в них паров воды подвергаются дополнительному разогреванию и переплавлению с образованием относительно гомогенизированной магмы параавтохтонных «батолитовых» плутонов и связанных с ними аллохтонных интрузивных тел палингенных гранитоидов. Характерным представителем таких плутонов может служить изучавшийся автором ([17–19] и др.) крупнейший в Центральной Азии Гиссарский «батолит», протягивающийся вдоль южной коллизионной окраины Тянь-Шаня почти на 2500 км при ширине от 30 до 180 км, мощности, по геофизическим данным, до 6 км и объеме около 1,5 млн км³.

Палингенные гранитоиды активных континентальных окраин Андского типа образуют подобные крупные интрузивные тела, в том числе «батолитовые» плутоны. Как отмечалось выше, предшествующими исследователями они относились к кордильерскому подтипу базальтоидных гранитоидов J-типа или андезитовидным M-типа. В какой то степени это оправдано некоторым их сходством с последними – известково-щелочным петрохимическим профилем, тесной связью с комагматичными вулканидами с образованием единых вулканно-плутонических комплексов и характерной «островодужной» металлогенетической специализацией на золото и цветные металлы. Вместе с тем на примере хорошо изученного Кармазарского «батолита» верхнепалеозойской активной континентальной окраины Чаткало-Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня [5; 19] можно убедиться в их палингенном происхождении, что подтверждается гомодромностью внедрения, конкордантными соотношениями с вмещающими породами и наличием их скиалитов среди гранитоидов, высокими соотношениями изотопов стронция (0,706–0,709), высокой глиноземистостью и другими особенностями. Упомянувшееся выше сходство этих гранитоидов с андезитовидными можно объяснить однотипностью геодинамических обстановок формирования в надсубдукционных зонах, а также тем, что порождавшие их глубинные процессы гранитизации и анатексиса также проявлялись при повышенных P-T-параметрах регионального метаморфизма эндрбит-кианит-сланцевого типа, при возможном участии метаморфогенных флюидов, привносившихся из зоны субдукции. В этом же заключается основное их отличие от коллизионных палингенных гранитоидов. Кроме того, они отражают этап не становления, а тектоно-магматической активизации континентальной земной коры.

Палингенные гранитоиды зон континентального рифтогенеза, ранее относившиеся к A-типу, также образуют довольно крупные интрузивные массивы. Поскольку они тесно связаны с щелочными базальтоидами, первоначально предполагалось, что их исходные расплавы являются дифференциатами мантийной щелочно-базальтовой магмы или, как и она, непосредственно выплавляются из мантийного субстрата. Однако этому противоречат многие их особенности и общая гомодромная последовательность развития магматизма в рифтовых зонах. На примере пермских рифтогенных вулканно-плутонических комплексов Чаткало-

Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня [5; 19] прослеживается, что он в них начинается с щелочно-базальтового вулканизма (Шурабсайский комплекс), сменяется контрастным базальт-липаритовым (Равашский комплекс) и затем собственно липаритовым (Кызылнуруинский комплекс) вулканизмом, а завершается внедрением крупных массивов ультракислых лейкократовых и щелочных гранитов (Шайданский и Арашанский комплексы). Кислые вулканические и особенно интрузивные образования количественно преобладают над базальтоидными и характеризуются многими специфическими признаками палингенного происхождения – повышенными щелочностью и глиноземистостью, высокими первичными соотношениями изотопов стронция (0,708–0,712), существенно коровой геохимической и металлогенической специализацией на фтор, редкие металлы, редкоземельные и радиоактивные элементы и др. Все это свидетельствует о проявлении в зонах континентального рифтогенеза палингенной гранитной магмы. Она появляется после щелочно-базальтовой, сначала пульсирующе извергается вместе с ней, а после экранирования мантийного магматического очага самостоятельно, во все возрастающих масштабах. Причем как вулканические, так и интрузивные ее проявления по составу, петрохимическим и другим особенностям весьма близки к лейкократовым гранитам селективных выделок мигматитов и акмолитовых интрузивных тел глубинных зон регионального метаморфизма и анатексиса. Поэтому наиболее вероятно, что и при континентальном рифтогенезе эта магма образуется в результате ультраметаморфического селективного переплавления коровых сиалических вулканогенно-осадочных толщ, но стимулируемого декомпрессией и эмонационно-термальным воздействием мантийной щелочно-базальтовой магмы.

Таким образом, как видно из вышеизложенного, палингенные гранитоиды образуются в разных геодинамических обстановках под воздействием различных магмагенерирующих факторов не только при формировании гранито-метаморфического слоя континентальной земной коры, но и последующей ее тектоно-магматической активизации.

В заключение отметим, что иногда ассоциирующие с ними сиенитоиды, как на классическом примере Туркестано-Алайского региона Южного Тянь-Шаня убедительно показал Л.Л. Перчук [16], образуются в результате взаимодействия внедряющейся гранитоидной магмы с вмещающими породами в соответствии с установленным академиком Д.С. Коржинским физико-химическим принципом взаимодействия оснований. Так, обогащение эндоконтактовых ее фаций магнием при ассимиляции доломитов приводит к образованию субщелочных существенно калиевых, а кальцием за счет известняков-натриевых сиенитоидов, вплоть до щелочных нефелиновых сиенитов, что подтверждается результатами наших и других исследований ([1; 18; 19; 27] и др.).

Подводя основные итоги, следует подчеркнуть, что рассмотренные выше формационные типы гранитоидов достаточно полно отображают многообразие их состава, условия образования и размещения, металлогенических и других особенностей. Для удобства использования при палеогеодинамических и других реконструкциях за ними, пожалуй, следует сохранить традиционную буквенную индексацию: океанических базальтоидных гранитоидов – J, островодужных андезитовидных – M, а палингенных – S, с дополнительными цифровыми обозначениями для коллизионных (S₁), окраинно-континентальных (S₂) и рифтогенных (S₃). Указанная их последовательность отражает общую направленность развития гранитоидного магматизма при формировании и последующей тектоно-магматической активизации континентальной земной коры.

Некоторые аспекты энергетики палингенного гранитообразования

Палингенные гранитоиды, также как базальтоидные и андезитовидные, традиционно рассматриваются как эндогенные магматические образования. Однако их петрогенетические особенности и исключительная приуроченность только к континентальной земной коре, несомненно, обусловлены спецификой ее энергетического режима. В связи с этим вспоминается, что еще в начале прошлого века академик В.И. Вернадский отмечал, что кора несет следы многих биосфер, сформировавшихся как определенные геологические тела под воздействием лучистой солнечной энергии на поверхности Земли.

Несколько позже Н.В. Белов и В.И. Лебедев [3; 9] в нашей стране и В.А. Саулл [34] за рубежом выдвинули оригинальную концепцию, что наряду с биогенным кристаллическое вещество коры выветривания и осадочных толщ является своеобразным геохимическим аккумулятором солнечной энергии. Она накапливается в нем в виде химической энергии межатомных связей и дисперсных частиц и вновь высвобождается при метаморфизме осадков. Однако эта концепция, в связи с критикой ее Д.С. Коржинским [7], научный авторитет которого в то время был непререкаем, не получила широкого признания и продолжала развиваться лишь некоторыми исследователями ([4; 10; 23] и др.). Особенно большой вклад в ее дальнейшее совершенствование внес В.М. Сеницын [24], показавший механизмы аккумуляции солнечной энергии веществом ландшафтной сферы и ее важную роль в гранитоидном магматизме и формировании земной коры. При изучении метаморфических комплексов Южного Тянь-Шаня автор [17; 18] также пришел к выводу, что метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ, палингенное гранитообразование и формирование континентальной коры в целом осуществляются в основном за счет ее внутренних вещественно-энергетических ресурсов, накопленных на поверхности Земли за счет солнечной энергии. Интерес к этой концепции значительно возрос в конце 70-х гг., когда появился ряд работ ([26] и др.), в которых обосновывались механизмы аккумуляции солнечной энергии в процессах гипергенеза, механической и химической дифференциации вещества и осадконакопления и ее высвобождения при метаморфизме осадочных толщ. Один из выпусков (№ 4, 1981) авторитетного научного журнала «Литология и полезные ископаемые» был специально посвящен анализу общего состояния и подведению итогов исследований по этой проблеме.

По современным представлениям ([4; 8; 10; 23; 24; 26] и др.), главным трансформатором лучистой солнечной энергии в работу экзогенных геологических процессов и ее аккумулятором является ландшафтная сфера, представляющая собой сложную зону активного динамического взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. Именно в этой зоне кристаллическое вещество заряжается солнечной энергией и переходит на более высокий энергетический уровень. К настоящему времени выявлены многие механизмы аккумуляции солнечной энергии: физическое и химическое выветривание и механическая дезинтеграция кристаллических пород литосферы и комплексных соединений, механическая и химическая дифференциация продуктов выветривания, поверхностной энергии дисперсных частиц и коллоидов, энергия

разрыва кристаллохимических связей в минералах и межатомных отношений в новообразованных соединениях и др. В результате в ландшафтной сфере осваивается огромное ее количество, составляющее около 1 % поступающей на Землю солнечной радиации, однако на порядок превышающей суммарную энергию всех известных эндогенных источников (радиогенных, нейтринного и др.).

Все эти процессы осуществляются в результате глобальных климатических круговоротов вещества и энергии, тепло- и массопереноса между сушей и Мировым океаном. Как отмечалось ранее [20], в них участвует огромная масса воды ($511 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$), приносящая в атмосферу гигантское количество скрытой теплоты испарения ($2,5 \cdot 10^{23} \text{ кал/год}$). За счет нее производится вся геологическая работа в ландшафтной сфере, в том числе перераспределение вещества и аккумулированной в нем солнечной энергии между геоструктурами поверхности Земли.

По данным Е.К. Мархинина [12], за всю геологическую историю во внешних геосферах накопился вулканический материал ($13,5 \cdot 10^{13} \text{ т}$), по массе сопоставимый с континентальной земной корой ($14,5 \cdot 10^{13} \text{ т}$). По оценке В.П. Петрова, он неоднократно проходил через горнило солнечной энергии ландшафтной сферы, предопределяя проявления определенных тектоно-магматических циклов формирования земной коры. Известный норвежский ученый Т. Барт [8] отмечал также, что вещество гранитов прошло несколько циклов седиментогинеза. По результатам наших исследований [17; 18; 20], в прогрессивные стадии каждого из них при региональном метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ и в соответствии с фундаментальным законом сохранения энергии, по мере повышения Р-Т-параметров происходило поэтапное высвобождение аккумулированной в них солнечной энергии. За счет этой энергии, осуществлялись эндотермические процессы их перекристаллизации, дегидротации, метаморфической дифференциации вещества, селективного анатексиса и, в конечном счете, палингенное гранитообразование, завершающее формирование континентальной земной коры. В истории формирования современных материков, как показывают примеры Балтийского, Алданского и других кристаллических щитов древних платформ, насчитывается около 10 таких циклов. Это свидетельствует о том, что рассмотренные выше механизмы аккумуляции солнечной энергии в веществе ландшафтной сферы и ее высвобождение при его метаморфизме действовали в течение всей геологической истории Земли, по крайней мере с позднего архея, когда появились первые бассейны седиментации продуктов выветривания, чему благоприятствовало наличие на Земле гидросферы и атмосферы. Все эти вопросы, естественно, нуждаются в специальном и более обстоятельном рассмотрении, что составляет очередную задачу автора.

Развиваемые в этой статье некоторые не совсем ординарные представления и трактовки, касающиеся природы гранитоидов и связанных с ними проблемам, могут вызвать неоднозначную и даже негативную реакцию коллег-специалистов. Но, как кажется, они достаточно обоснованы приведенным выше фактическим материалом и в крайнем случае послужат стимулом для размышлений и определения направления дальнейших исследований по затронутым проблемам.

Список литературы

1. Абрамович И.И., Бурде А.И., Вознесенский В.Д. и др. Геодинамические реконструкции: Метод. пособие для региональных геологических исследований. — Л., 1989.
2. Барт Т.Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород // Геохимия. 1964. № 4. С. 236—242.
3. Белов Н.В. Геохимические аккумуляторы // Труды Института кристаллографии. М.; Л., 1952. Вып. 7. С. 73—80.
4. Белов Н.В., Лебедев В.И. Источники энергии геохимических процессов // Природа. 1967. № 5. С. 11—20.
5. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент, 1998.
6. Грамберг И.С. Эволюционный ряд современных океанов // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 53—62.
7. Коржинский Д.С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике земной коры // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1955. № 1. С. 52—64.
8. Кузнецов В.Д. Поверхностная энергия твердых тел. М.: Физматгиздат, 1954.
9. Лебедев В.И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом Земли // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1954. № 4. С. 50—74.
10. Лебедев В.И., Синицин В.М. Солнечная энергия и проблема образования сиалического слоя земной коры // Бюллетень МОИП. Отд. Геология. 1968. № 1. С. 3—12.
11. Майсон Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., 1979.
12. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., 1967.
13. Менерт К.Р. Мигматиты и происхождение гранитов. М., 1971.
14. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М., 1985.
15. Ненахов В.М. Коллизионные магматиты и некоторые проблемы их изучения // Советская геология. 1999. № 5. С. 31—39.
16. Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., 1964.
17. Покровский А.В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, 1974.
18. Покровский А.В., Карасева Т.А., Кусельман А.Р. и др. Метаморфические формации Западного Узбекистана и их рудоносность. Ташкент, 1988.
19. Покровский А.В., Далимов Т.Н., Кушмурадов О.К. Формационные типы гранитоидов Западного Тянь-Шаня и некоторые проблемы их выделения как индикаторов геодинамических режимов // Вестник Ташкентского гос. ун-та. 1998. Вып. 4. С. 7—16.
20. Покровский А.В. Об эндогенной составляющей круговорота воды на Земле // Вестник РГУ им. И. Канта. Сер. Естественные науки. 2006. Вып. 7. С. 47—56.
21. Рогожин Е. А., Ненахов В.М., Кузнецов Л.В. Структурная позиция гранитоидных комплексов Туркестано-Алая // Бюллетень МОИП. Отд. Геология. 1989. Т. 64. Вып. 3. С. 20—28.
22. Савчук Ю.С., Мухин П.А., Меццержаков Л.В. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиций тектоники плит // Геотектоника. 1991. № 4. С. 70—87.
23. Синицин В.М. Роль солнечной энергии в развитии земной коры // Вестник ЛГУ. 1964. № 6. С. 47—56.
24. Синицин В.М. Сиаль. Историко-генетические аспекты. Л., 1972.
25. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977.
26. Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблема энергетики осадочного процесса // Литология и полезные ископаемые. 1979. № 1. С. 3—23.
27. Щульц С.С. (мл.), Эргашев Ш.Э., Гвоздев В.А. Геодинамические реконструкции. Л., 1991.
28. Chappel F.B., White A. J. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974. № 8. P. 173—174.
29. Pears L.A., Harris N.V., Tindle A.J. Trace elements discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956—983.
30. Pears L.A. An expert system for tectonic characterization of ancient volcanic rocks // J. Volcanology and Geothermal research. 1987. V. 32. № 1—3. P. 51—65.
31. Pitcher W.S. Granitic Types and tectonic environment «Mountain building processes / Ed. by K.J. HSU, 1993. P. 19—40.
32. White A.J. Sources of granite magmas. Geol. Am. Ann. Geol. Sect., 1979.

33. *White A.J.* Granitoid types and their distribut on in the Zachland gold-belt south-cast Australia // *Spec. Pap. Soc. Amer.* 1988. V. 193. P. 21–34.
34. *Saull V.A.* Chemical energy and metamorphism // *Jeochim. et. cosmoshim. acta.* 1955. V. 8. P. 85–107.

Об авторе

А.П. Покровский – д-р геол.-минерал. наук, проф., РГУ им. И. Канта.

* При финансовой поддержке ФФИ ГКНТ Республики Узбекистан, грант № 31/98.