

УДК 550.93:552.3.551.21(571.66)

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ИЗОТОПНОГО ВОЗРАСТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

© 2008 г. В. Ф. Белый

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан

Поступила в редакцию 28.06. 2007 г.

Рабочая стратиграфическая схема Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), принятая 3-м Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием (МРСС), основана на данных среднemasштабных геологических съемок и установленных при этом последовательностях эндемичных флор развивавшегося вулканического нагорья, а также на данных палинологии и магнитостратиграфии (Решения 3-го МРС..., 2003). ОЧВП формировался в течение среднего альба–сантона (возможно, начала кампана). Слагающие его толщи относятся к буор-кемюсскому (ранний и средний альб), арманскому (поздний альб), амкинскому (сеноман) и аркагалинскому (турон–сантон) фитостратиграфическим горизонтам. Серьезным препятствием для увязки горизонтов с общей геохронологической шкалой является отсутствие данных об их соотношениях с охарактеризованными фауной морскими слоями. Преодоление существующих трудностей геологическими методами возможно путем проведения детальных палинологических и тефрохронологических исследований. Для решения вопросов возраста ОЧВП привлекались вначале К-Аг и Rb-Sr, а в последние годы – Аг-Аг и U-Pb (SHRIMP) изотопные методы. Как дополнение к рабочей стратиграфической схеме принята схема расчленения вулканитов ОЧВП по реликтовым К-Аг и изохронным Rb-Sr датам, в целом подтверждающая геологические представления о возрасте ОЧВП. С появлением Аг-Аг и U-Pb датировок (всего менее 100 определений) из Охотского, Центрально-Чукотского и Анадырского секторов внешней зоны ОЧВП высказываются мнения о необходимости радикальной ревизии его возраста. Анализ новых изотопных данных показал, что, во-первых, существенные расхождения между изотопными и геологическими данными существуют в Охотском и в Центрально-Чукотском секторах, но проявляются они по-разному; во-вторых, в Анадырском секторе между изотопными и геологическими данными сколько-нибудь значимых расхождений нет. Из этого следует эмпирический вывод о влиянии геологических факторов на изотопные системы (“часы”). Значительные расхождения существуют также между Аг-Аг и U-Pb изотопными датами. Все это свидетельствует о неопределенности цифр изотопного датирования и о преждевременности предложений ревизии возраста ОЧВП.

Ключевые слова. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, геологический и изотопный возраст, фитостратиграфия, палинология, тефрохронология, изотопные методы.

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейшее эмпирическое обобщение геологии, повлиявшее на формирование современного научно-естественного мировоззрения, – это необратимость времени, запечатленного в более чем 4 млрд.-летней истории Земли “Время – феномен удивительный. Сущность его нам непонятна, но ориентироваться в нем мы умеем потому, что оно поддается измерению” (Гумилев, 2002, с. 717). Однако измеренным может быть только то, что есть или осталось в качестве материального свидетельства феномена времени, но не то, что еще не произошло. Поэтому мы, действительно, достаточно уверенно ориентируемся в прошлом и беспомощны в попытках предвидеть будущее.

Феномен времени является неотъемлемой частью всего естествознания, но лишь во второй половине XIX века со становлением научной геоло-

гии появились первые оценки длительности геологических процессов и возраста Земли. Они вступали в противоречие с религиозными и существовавшими тогда научными (прежде всего физическими) представлениями, и только открытие явления радиоактивности дало основание Э. Резерфорду в 1904 г. утверждать, что возраст Земли действительно достигает нескольких сотен миллионов, возможно, миллиардов лет. Это событие, вероятно, можно считать началом применения изотопных методов в геологии.

Широкое применение различных изотопных методов для датирования горных пород относится ко второй половине XX века. Особенно эффективно они использовались при изучении докембрийских образований. Но применительно к фанерозою “реальная ценность этих методов в стратиграфии регламентируется первоначально

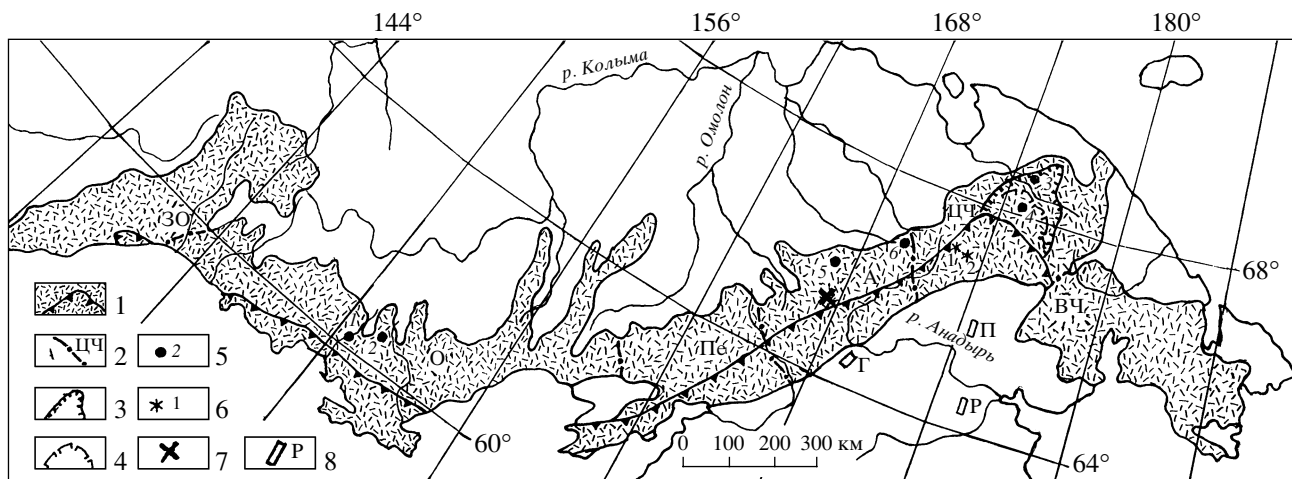


Рис. 1. Схема районирования ОЧВП и положения обсуждаемых в статье объектов.

1 – ОЧВП и граница его внешней и внутренней зон (вершины треугольников обращены в сторону внутренней зоны); 2 – граница секторов (О – Охотского, Пе – Пенжинского, А – Анадырского, ЦЧ – Центрально-Чукотского) и фланговых зон (ЗО – Западно-Охотской, ВЧ – Восточно-Чукотской) ОЧВП; 3 – Пегтымельский компенсационный вулканотектонический прогиб; 4 – северная граница распространения вулканитов второго цикла в Пегтымельском прогибе; 5 – местоположение обсуждаемых в статье новых Ag-Ag и U-Pb изотопных данных (1 – Арманская вулканоструктура, 2 – Малтано-Ольское вулканическое поле, 3 – бассейн р. Мечег, 4 – левобережье р. Паляваам, 5 – верховье р. Чимчимиыль, 6 – Кайемравеевская вулканоструктура); 6 – палинокомплексы (1 – эмунэрэцкий, поздний турон, 2 – энмываамский, ранний сенон); 7 – стратотипический район еропольской свиты в нижнем течении рек Еропол и Яблон; 8 – районы Анадырско-Корякской складчатой системы (Г – р. Гребенка, П – Восточный склон хребта Пекульней, Р – хребет Рарыткин).

корректной их обоснованностью палеонтологическими материалами” (Найдин, 1998). Обсуждая проблему возраста стратиграфических границ, К.В. Симаков отмечал, что «... показания радиологических и палеобиосферных (геологических – В.Б.) “часов” связаны отношениями как дополнительности, так и неопределенности» (Симаков, 2004, с. 312).

Определение геологического (палеобиосферного) возраста основано на абсолютных по своей универсальности эмпирических обобщениях: 1) стратиграфическая последовательность, в которой каждое вышележащее подразделение (слой, пачка, свита, серия) моложе подстилающего; 2) необратимость развития органического мира.

Изотопный возраст выражается цифрами, показывающими вероятную длительность существования изотопной системы. Однако следует помнить, что огромное (если не подавляющее) количество изотопных, прежде всего К-Ag, дат остается невостребованным, ибо они либо не согласуются с геологическим возрастом, либо признаются не валидными вследствие расхождения с данными, полученными другими изотопными методами, считающимися более надежными. Поскольку изотопная система принципиально ненаблюдаема, то очевидно, что во всех цифрах изотопных дат неизбежен элемент неопределенности.

РАБОЧАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОЧВП

В декабре 2002 г. на 3-м МРСС по Северо-Востоку России в Санкт-Петербурге была принята новая рабочая стратиграфическая схема ОЧВП (рис. 1, 2). Она основана на анализе и корреляции стратиграфических последовательностей и заключенных в них тафофлор, установленных в процессе проведения среднemasштабных геологических съемок и тематических работ, а также на новых палинологических и палеомагнитных данных (Решения 3-го МРС..., 2003). Эндемичный состав палеофлор ОЧВП (прежде всего – чаунской и аркагалинской), отсутствие прямых соотношений их с фаунистически охарактеризованными морскими отложениями являются существенными препятствиями для решения вопросов возраста структуры в целом и отдельных стратиграфических подразделений. По сути принятая схема – это эмпирическое обобщение, базирующееся на комплексе геологических данных, в которых систематический состав листовых тафофлор не является единственным руководящим признаком. Тем не менее в схеме ясно видна общая тенденция изменения палеофлор в процессе развития ОЧВП, показаны региональные и локальные палеофлористические неоднородности, отражающие особенности разных стадий развития вулканического нагорья (Белый, 1997, 2005).

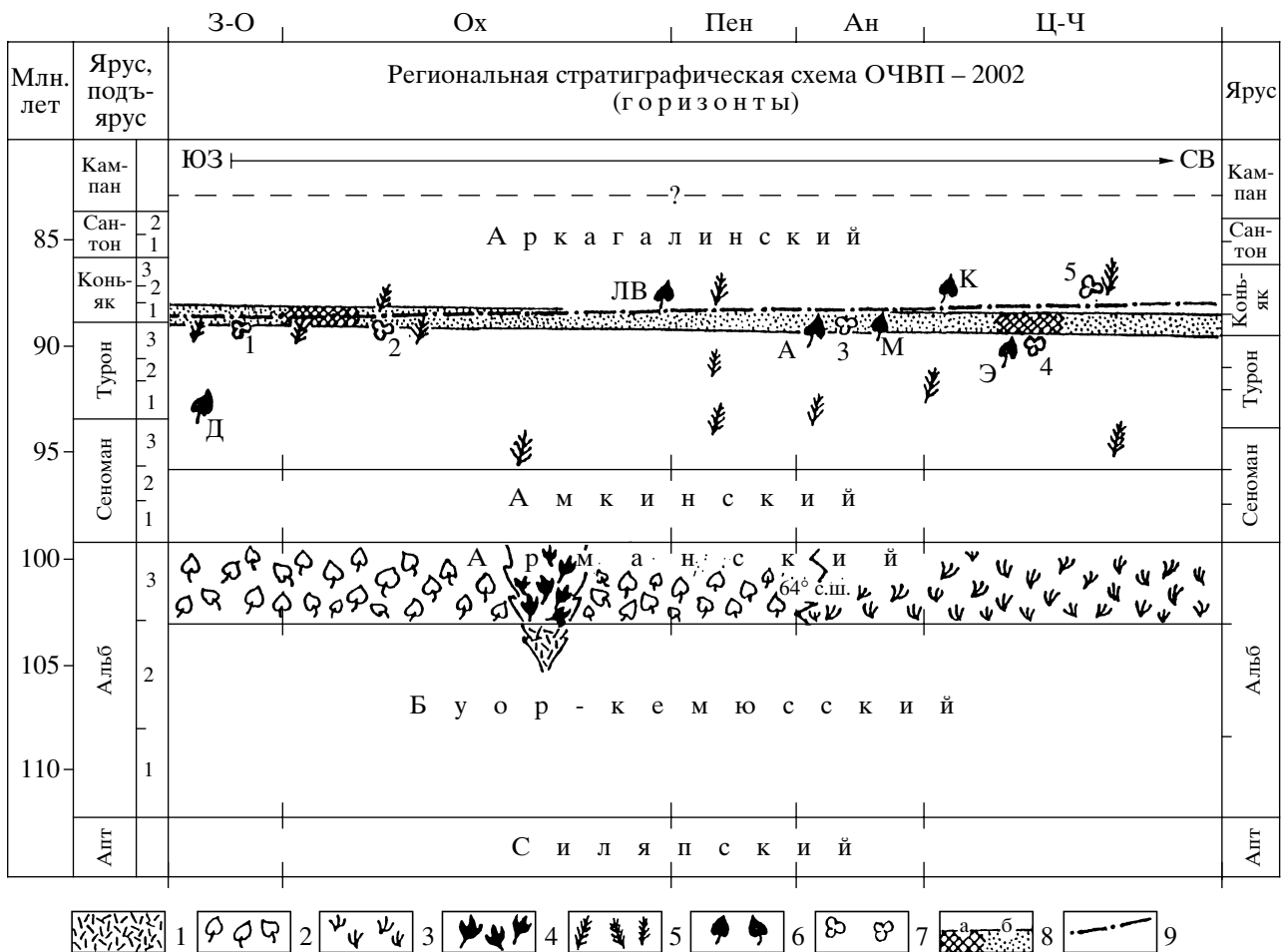


Рис. 2. Стратиграфическая схема Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1 – топтанская тафофлора; 2–4 – арманский горизонт (2 – арманская, 3 – чаунская, 4 – чинганджинская флоры); 5–8 – аркагаалинский горизонт (5 – аркагаалинская флора, 6 – локальные тафофлоры, 7 – палинокомплексы, 8 – клюевская R-зона: а – установленная в разрезах, б – экстраполяция); 9 – положение подошвы формации глиноземистых платобазальтов.

3-О – Западно-Охотская фланговая зона, Ох – Охотский, Пен – Пенжинский, Ан – Анадырский, Ц-Ч – Центрально-Чукотский секторы ОЧВП. Тафофлоры: Д – дукчандинская, ЛВ – лево-вархаламская, А – аянкинская, М – мургальская, К – кытэмнайская, Э – усть-эмунарэльская; 1–5 – палинокомплексы: 1 – кетандинский, 2 – первомайский, 3 – куйвикеньевский, 4 – эмунарэцкий, 5 – энмываамский.

Шкала времени на рис. 2 и 3 по (Gradstein et al., 1995).

Согласно геологическим данным формирование ОЧВП происходило в течение среднего альба–сантона (возможно, начала кампана). Его образования разделены на четыре фитостратиграфических горизонта: буор-кемюсский (ранний и средний альб), арманский (поздний альб), амкинский (сеноман, вероятно исключая верхнюю часть), аркагаалинский (турон–сантон, возможно, и низы кампана). Арманский горизонт флористически неоднороден; в его состав входят арманская, чаунская и чинганджинская локальные палеофлоры, каждая из которых имеет свой ареал распространения. Флористическая неоднородность арманского горизонта, вероятно, обусловлена как достаточно быстрой глобальной сменой

флор мезофита флорами кайнофита, так и региональными обстановками формирования растительных сообществ в условиях вулканического нагорья. Три нижних горизонта отвечают ранней стадии развития ОЧВП, в течение которой образовалось около 90% объема вулканитов; аркагаалинский горизонт представляет позднюю стадию его развития. Вулканические накопления ранней и поздней стадий разделены перерывом, особенно выраженным в чукотской части ОЧВП, где образования поздней стадии распространены почти исключительно в его внутренней зоне (Белый, 1994). В абсолютном летоисчислении (по Gradstein et al., 1995) длительность ранней стадии развития ОЧВП составляла 13–14 млн. лет, а поздней око-

ло 10 млн. лет. Ареалы, как и объем, вулканических накоплений поздней стадии примерно в 10 раз меньше, чем ранней стадии. Но интенсивность вулканизма, выражаемая как средний объем пород, образовавшихся на 1 км² ареала за 1 млн. лет, существенно не менялась.

Стратиграфические последовательности и структурно-формационное районирование ОЧВП, установленные в середине второй половины XX в., не претерпели сколько-нибудь существенных изменений при том, что уточнения и детализация разрезов, изменения возраста и состава отдельных геологических подразделений происходили по мере поступления новых данных. Но как прежде, так и в настоящее время увязка возраста тафтофлор и фитостратиграфических горизонтов ОЧВП с общей геохронологической шкалой во многом остается проблематичной. Перспективы решения этих вопросов геологическими методами представляются еще не исчерпанными, хотя и ограничены – это палинология и тефрохронология. Опыт тематических палинологических исследований в ОЧВП показал, что имеющиеся немногочисленные представительные палинологические материалы характеризуют образования поздней стадии его развития, главным образом уровень смены проявлений кислого вулканизма излияниями глиноземистых платобазальтов (рис. 2). В резко преобладающих по объему толщах ранней стадии микрофоссилии не обнаружены (по-видимому, они подверглись химическому разложению или “выгорели”). Поэтому первоочередной задачей дальнейших исследований должны быть специализированные работы по выявлению и детальному изучению спорово-пыльцевых комплексов и других видов микрофоссилий из буор-кемюсского, арманского и амкинского горизонтов.

Тефрохронологические исследования успешно ведутся в областях новейшего и современного вулканизма. Наиболее впечатляющие результаты получены при изучении тефр преимущественно кислого состава, образованных крупными кальдерообразующими извержениями. Для решения вопросов возраста ОЧВП эта методика, к сожалению, не применялась, хотя возможности использования тефрохронологии очевидны в районах, где ОЧВП граничит непосредственно со структурами Анадырско-Корякского региона, в которых распространены вулканогенно-осадочные породы, надежно датированные фауной и флорой.

Один из таких районов находится на правобережье р. Анадырь на участке нижних течений рек Яблон, Еропол и Гребенка, включая части Анадырского сектора ОЧВП и Пенжинского прогиба (рис. 1). Первые крупнообъемные проявления кислого вулканизма в Анадырском секторе относятся к началу позднего мела – это нижняя толща еропольской свиты, охарактеризованная амкинской

флорой (Лебедев, 1987; Решения 3-го МРС..., 2003). В 100 км юго-восточнее от стратотипического района еропольской свиты на северо-западном крыле Пенжинского прогиба (нижнее течение р. Гребенка) распространена альб-сеноманская кривореченская свита, средняя и верхняя толщи которой охарактеризованы богатой детально изученной гребенкинской флорой (Герман, 1999). В средней части 400–600-метровой средней толщи кривореченской свиты наблюдались два пласта (общей мощностью 2–3 м) песчаников с обильным вулканокластическим материалом, представленным зернами плагиоклазов, роговой обманки, листочками биотита. Ar-Ar возраст биотита из нижнего пласта – 96.5 ± 0.6 млн. лет, из верхнего – 96.5 ± 1.0 млн. лет (Spicer et al., 2002), что согласуется с геологическими данными о возрасте средней толщи кривореченской свиты. Источники вулканокластического материала в песчаниках находились, скорее всего, в стратотипическом районе еропольской свиты Анадырского сектора ОЧВП (амкинский фитостратиграфический горизонт). Но для доказательства этого предположения необходимы специальные тефрохронологические и детальные геохимические исследования.

Проблема возраста чаунской флоры и одноименной серии Центрально-Чукотского сектора ОЧВП является одной из наиболее спорных и трудно решаемых. На основании общих особенностей систематического состава ископаемых растений она относится к позднему альбу (Белый, 1977, 1997; Самылина, 1988) и включена в состав арманского фитостратиграфического горизонта (Решения 3-го МРС..., 2003). Другие исследователи, исходя из значительного количества кайнотипных хвойных и редких находок покрытосеменных, считают чаунскую флору туронской (Филиппова, 2002) либо, с учетом появившихся Ar-Ar дат (Kelley et al., 1999), турон-коньякской (Герман, 1999).

Чаунская серия состоит главным образом из вулканитов кислого и умеренно кислого состава, слагающих крупнейшие в ОЧВП игнимбритовые поля больших объемов, которые во внешней зоне Центрально-Чукотского сектора образуют крупную вулканотектоническую структуру – Пегтымельский компенсационный прогиб (рис. 1). Серия состоит из алькаквуньской, каленьмуваамской (первый антидромный цикл: риолиты–дациты–андезиты), пыкарваамской, вороньинской и коэвуньской (второй антидромный цикл: риолиты–дациты–андезибазальты) свит. Ареал распространения второго цикла ограничен только южной частью прогиба.

Во внутренней зоне Центрально-Чукотского сектора чаунская серия с перерывом и структурным несогласием перекрыта вулканитами позд-

ней стадии: эргываамская, эмунэрэльская и энмываамская свиты. Они также образуют антидромную последовательность: риолиты–риодациты–базальты.

В геосинклинальных прогибах Анадырско-Коряжского региона, расположенных вдоль восточного склона хребта Пекульней и слагающих хребет Рарыткин, распространены альбские и альб-сеноманские отложения, особенности литологии которых позволяют предполагать их связь с развитием вулканизма чаунской серии.

По данным Г.П. Тереховой (рукописный отчет, 1983 г.) на восточном склоне хребта Пекульней распространены альб-нижнесеноманские отложения (нижняя подсвита весованной свиты, 630–680 м), состоящие из разногалечных и валунных вулканомиктовых конгломератов, гравелитов, линз разнозернистых песчаников, пачек алевролитов и песчаников с остатками иноцеромов и аммонитов. Южнее, в хребте Рарыткин альбские и сеноманские отложения разделены на тамватнейскую (850–1000 м, альб) существенно песчаниковую и великореченскую (1700–1800 м, альб–сеноман) ритмичнослоистую свиты. Разнозернистые песчаники, главным образом тамватнейской свиты, состоят из обломков вулканических пород кислого состава (иногда с микрогранитной структурой), полевых шпатов, кварца и листочков биотита, количество которых достигает 2–3% (Белый, 1963).

ПРОБЛЕМЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ОЧВП

В качестве дополнения к вышеохарактеризованной рабочей стратиграфической схеме 3-им МРСС была принята предложенная И.Н. Котляром и Т.Б. Русаковой схема стратиграфии ОЧВП, основанная на К-Аг (почти 3000 определений) и Rb-Sr (около 30 изохрон) данных по вулканогенным и интрузивным породам (Решения 3-го МРС..., 2003; Котляр, Русакова, 2004, 2005). На гистограммах распределения К-Аг дат пик приходится на интервал времени 76–84 млн. лет. Но при интерпретации возраста как отдельных стратиграфических подразделений, так и ОЧВП в целом авторы постулировали принцип “реликтовых дат” (Салоп, 1963), так что в качестве истинных (или наиболее близких к таковым) принимались самые древние даты. Более молодые рассматривались как следствия “омоложения” – перестройки изотопной системы. Вероятность захвата радиогенного аргона отрицалась. В результате подавляющая часть К-Аг дат признана непригодной для целей стратиграфии. По нашим оценкам на примере вулкаников Центрально-Чукотского сектора ОЧВП доля реликтовых дат, согласующихся с геологическими данными, составляет не более 6–8% от общего количества выполненных

определений (Белый, Белая, 1998). Признавая правомерность принципа реликтовых дат, следует отметить: во-первых, у нас нет другого критерия для принятия той или иной относительно древней даты в качестве истинной реликтовой, кроме геологического возраста; во-вторых, нельзя игнорировать вероятность захвата радиогенного аргона.

Согласно данным И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой (2005) вулканическая деятельность в ОЧВП развивалась в интервале времени 110–80 млн. лет, от альба до начала кампана. Это в целом хорошо совпадает с фитостратиграфическими данными (рис. 3). Остаются многочисленные существенные, пока необъяснимые расхождения между датировками различных стратиграфических подразделений геологическими и изотопными методами. Но главной проблемой расхождения геологических (палеофлористических, палинологических и магнитостратиграфических) и изотопных данных является перерыв изотопных дат продолжительностью 6 млн. лет в разрезах поздней стадии развития ОЧВП, между вулканиками кислого состава и глиноземистыми платобазальтами. На этом основании Котляр и Русакова предлагают исключить платобазальты из состава структурно-формационных комплексов ОЧВП. Такая трактовка противоречит геологическим данным о тесных пространственно(структурно)-временных связях риолитов и базальтов поздней стадии, что подтверждается палеофитологическими и палинологическими данными (Белый, 1994; Белый и др., 1997; Белый, Белая, 1998), а также результатами магнитостратиграфических исследований, согласно которым в Арманской вулканоструктуре Охотского сектора ОЧВП игнимбриты верхней части ольской и нижние потоки базальтов мыгдыкитской свит относятся к единому горизонту обратной намагниченности (Белый, 2002). О сближенности во времени кислого и базальтового вулканизма в Центрально-Чукотском секторе говорят появление микровключений основного состава в игнимбритах верхней толщи эмунэрэльской свиты и наличие в ее составе пачек андезитовых туфов, а также присутствие невыдержанных тел игнимбритов кислого состава среди базальтов нижней части энмываамской свиты (Белый, Белая, 1998).

В последние годы предпринимаются активные действия по ревизии возраста ОЧВП на основании новых Ar-Ar и U-Pb (SHRIMP) данных (например, Kelley et al., 1999; Исполатов и др., 2000; Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Ханчук, 2005; Тихомиров и др., 2006). К настоящему времени из различных районов ОЧВП получено около 90 Ar-Ar дат от 105 до 70 млн. лет и 17 U-Pb дат от 106 до 76 млн. лет (Акинин, Тихомиров, 2006). Подавляющая часть Ar-Ar и все U-Pb изотопные даты получены из вулкаников внешней и фланговых

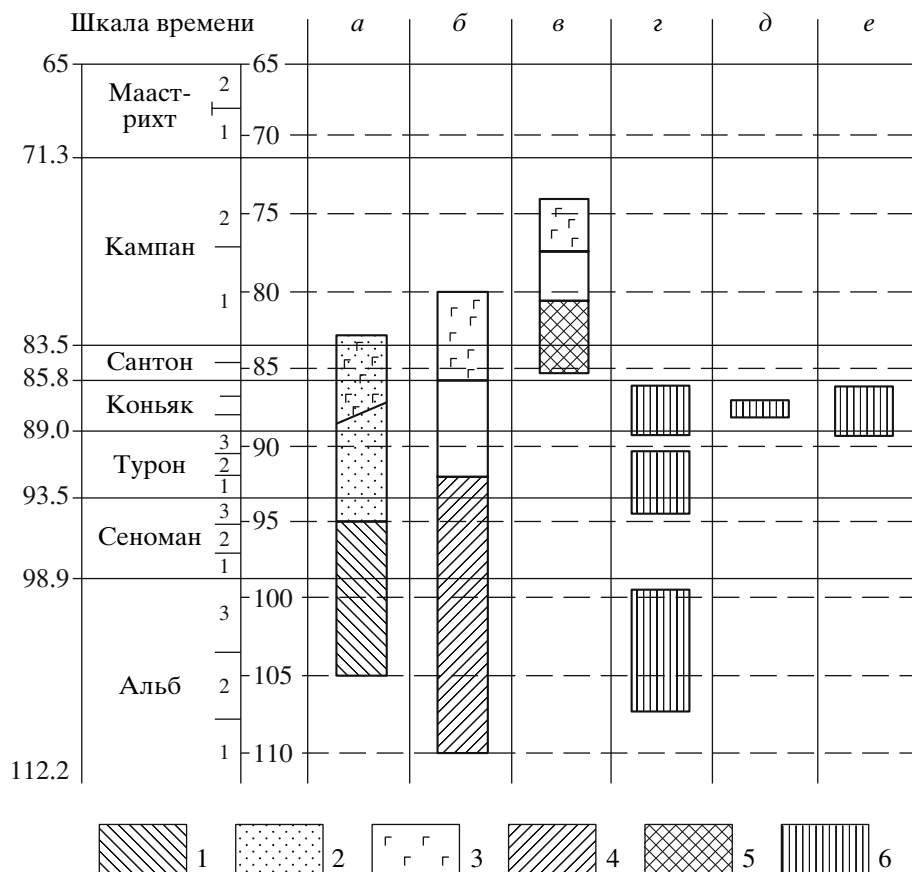


Рис. 3. Геологические и изотопные данные о возрасте вулканитов ОЧВП.

1, 2 – стадии развития вулканитов ОЧВП: 1 – ранняя, 2 – поздняя; 3 – глиноземистые платобазальты; 4 – предбазальтовые вулканиты, неразделенные; 5 – вулканиты нараулийской, хольчанской, улынской, аганской и ольской свит, неразделенные; 6 – вулканиты отдельных стратиграфических подразделений Анадырского и Центрально-Чукотского секторов ОЧВП.

Колонки: а – возраст ОЧВП по геологическим данным (рис. 2), б – изотопный возраст ОЧВП по К-Аг и Rb-Sr данным, в – Аг-Аг изотопный возраст вулканитов Арманской вулканоструктуры, г–е – Аг-Аг изотопный возраст стратиграфических подразделений: г – Анадырского сектора (вилковская свита, нижняя и верхняя толщи еропольской свиты); д, е – Центрально-Чукотского сектора (д – кытапкайская (алькаквуньская), е – пыкарваамская, вороньинская и коэкувуньская свиты).

зон ОЧВП. Как видно, диапазон приведенных дат в целом отвечает как геологическим, так и К-Аг и Rb-Sr данным о возрасте ОЧВП. Более того, распределения К-Аг и Rb-Sr дат, с одной стороны, и Аг-Аг и U-Pb – с другой, представленные в виде “кривых плотности вероятности” (Акинин и др., 2006), подобны (рис. 4); при этом пик К-Аг и Rb-Sr дат приходится на 80 млн. лет, а Аг-Аг и U-Pb – на 87 млн. лет.

Опубликованные к настоящему времени Аг-Аг изотопные даты, достаточно полно характеризующие стратиграфические подразделения внешней зоны ОЧВП, получены для Охотского (Арманская вулканоструктура и Малтано-Ольское вулканическое поле), Центрально-Чукотского (Пегтымельский вулканотектонический прогиб) и Анадырского секторов (рис. 1). Обсуждаемые далее Аг-Аг изотопные даты определены в моно-

минеральных фракциях амфибола, биотита, плагиоклаза и санидина.

Охотский сектор, Арманская вулканоструктура. Вулканогенные образования Арманской вулканоструктуры разделены на шесть свит: нараулийскую (арманский горизонт), хольчанскую (амкинский горизонт), улынскую, аганскую, ольскую и мыгдыкитскую (аркагалинский горизонт). В Арманской вулканоструктуре определен Rb-Sr изохронный возраст для пород хольчанской (105 ± 3.5 млн. лет) и ольской (102 ± 2 млн. лет) свит (Котляр, Русакова, 2005). Последняя дата была ревизована В.В. Акининым, в результате получено мало приемлемое значение 90 ± 18 млн. лет (Акинин, Ханчук, 2005).

По данным Аг-Аг изотопного датирования (Hourigan, Akinin, 2004) вулканиты нижних пяти свит, составляющие более 95% общего объема

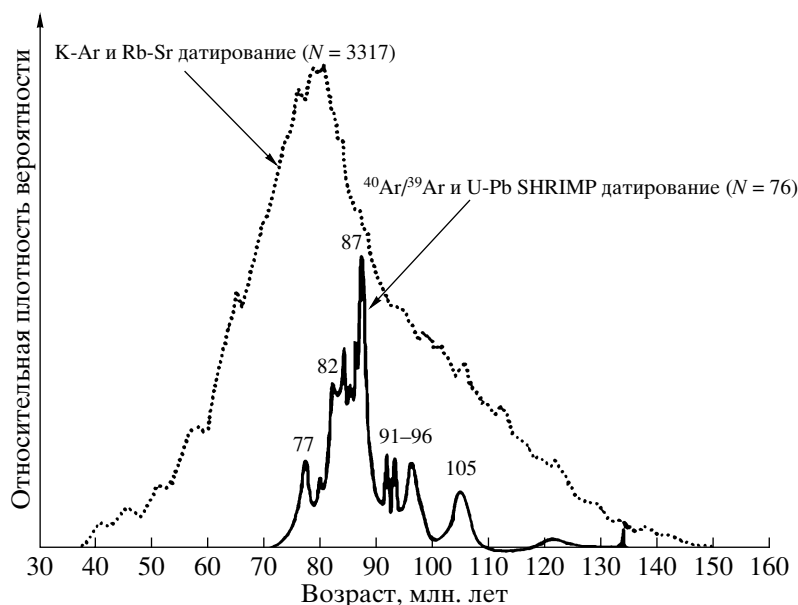


Рис. 4. Статистическое распределение изотопных дат магматических пород ОЧВП и перивулканической зоны, представленное в разных масштабах для разных методов (по Акинин и др., 2006). В состав пород перивулканической зоны входят и образования орогенной стадии развития мезозойд (J_3-K_1 – примечание В.Б.).

вулканоструктуры, образовались в интервал времени 85.5 ± 1.3 – 80.7 ± 0.8 млн. лет, т.е. в течение сантона–начала кампана (рис. 3). После перерыва длительностью около 3 млн. лет в течение 77.5 ± 1.1 – 74.0 ± 1.2 млн. лет изливались базальты мыгдыкитской свиты (не более 5% объема вулканитов). Сходство между данной схемой и ранее охарактеризованной схемой И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой состоит лишь в перерыве изотопных дат между образованием ольской и мыгдыкитской свит. При этом образование главного объема вулканитов по Дж.К. Хоуригану и В.В. Акинину почти точно совпадает с периодом излияния базальтов по схеме И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой. Продолжительность излияния базальтов по Ar-Ag данным оказалась весьма значительной в сравнении с длительностью формирования главного объема вулканитов Арманской вулканоструктуры, что вызывает вполне обоснованные сомнения в соответствии цифр реальной длительности геологических процессов. В то же время следует особо подчеркнуть, что Ar-Ag-возраст по плато (нараулийской свиты – 85.5 ± 1.3 (амфибол), аганской – 83.6 ± 0.4 (биотит), ольской – 82.65 ± 0.26 и 81.9 ± 0.4 (санидин) и мыгдыкитской – 76.8 ± 0.8 (плагиоклаз) млн. лет) вполне согласуется со стратиграфической последовательностью. В этом можно видеть сходство с феноменом наследования омоложенными К-Аг датами стратиграфических последовательностей в докембрийских комплексах, описанным Л.И. Салопом (1963) и проявленным в вулканитах Центрально-Чукотского сектора ОЧВП (Белый, Белая, 1998).

В образце риолитового игнимбрита ольской свиты J7/1 (Ar-Ag возраст 82.65 ± 0.26 млн. лет) по 9 кристаллам цирконов определен средний U-Pb изотопный возраст – 85.02 ± 0.54 млн. лет (Акинин, Ханчук, 2005), что отвечает ранее приведенному Ar-Ag возрасту нараулийской свиты. Разница в возрасте отдельных кристаллов составляет 5 млн. лет, т.е. достигает длительности таких ярусов, как турон или коньяк (см. Gradstein et al., 1995): max 87.8 ± 0.4 млн. лет, min 82 ± 1.2 млн. лет (первая цифра отвечает вероятному геологическому возрасту верхней части ольской свиты). Длительность образования 95% объема вулканитов Арманской структуры по Ar-Ag данным также оценивается в 5 млн. лет. Приводимое среднее значение U-Pb возраста не отражает величину реального разброса полученных дат. Очевидно, что понятие средний возраст является геологически некорректным прежде всего потому, что значение его может меняться в зависимости от количества измерений. Остаются не объясненными существенные противоречия между Ar-Ag и U-Pb датировками.

Центрально-Чукотский сектор, Пегтымельский вулканотектонический прогиб (рис. 1, 3). Эта структура сложена чаунской серией, содержащей одноименную палеофлору (арманский горизонт). Из игнимбритов риолитового состава нижней, кытапкайской (алькаквуньской), свиты северной части прогиба получено три близких Ar-Ag даты (все по санидину): 87.59 ± 0.22 , 87.25 ± 0.21 , 87.08 ± 0.21 млн. лет (Исполатов и др., 2000). Для одного из образцов определен средний

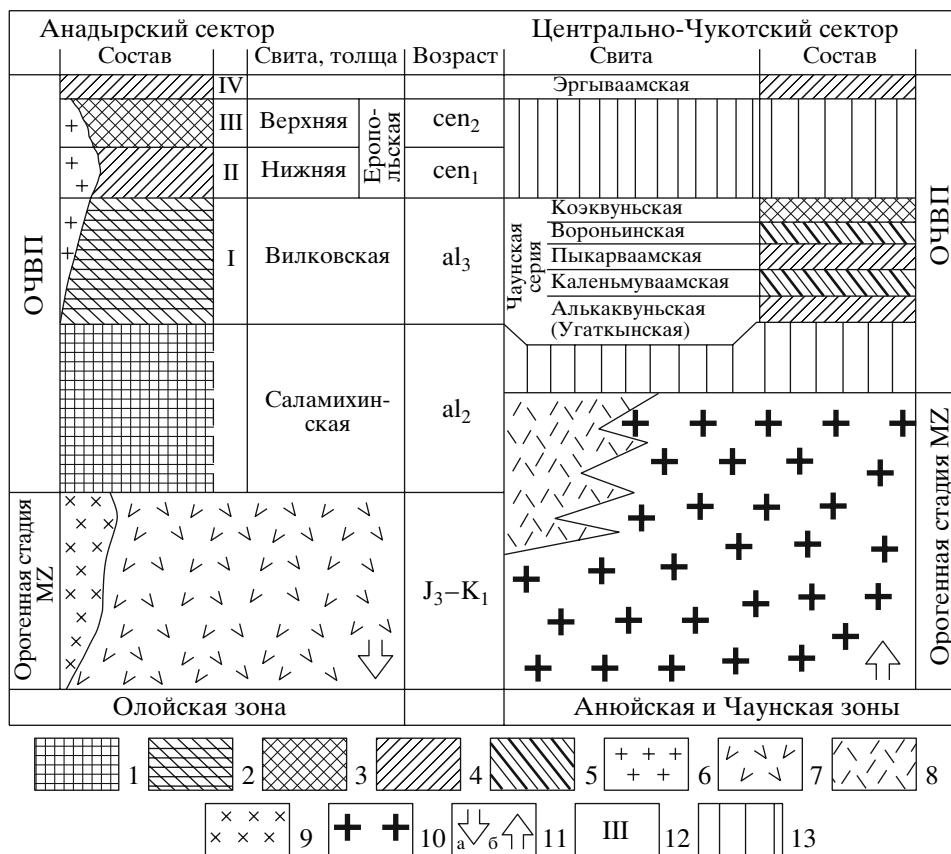


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов внешней зоны и структур основания ОЧВП в Анадырском и Центрально-Чукотском секторах.

1–6 – магматические формации ОЧВП: 1 – высокоглиноземистых базальтов, 2 – андезитовая, 3 – двупироксеновых платоандезитов, 4, 5 – игнибритовая (4 – существенно риолиты, риодациты и дациты, 5 – существенно андезидациты, кварцевые латиты, а также дациты и андезиты), 6 – кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов; 7–10 – магматические образования орогенной стадии развития мезозойд (МЗ): 7, 8 – вулканогенные образования (7 – преимущественно среднего и основного состава, 8 – преимущественно кислого и умеренно кислого состава); 9, 10 – интрузивные образования (формации: 9 – габбро-сиенитовая и диорит-гранодиорит-гранитная, 10 – диоритов, кварцевых монзонитов, гранодиоритов, гранитов – “чукотский комплекс”); 11 – преобладающий режим орогенной стадии мезозойд (а – нисходящие, б – восходящие движения); 12 – стадии развития Кайемравеевской вулканоструктуры; 13 – перерыв.

U-Pb возраст 88.5 ± 2.2 млн. лет (Тихомиров и др., 2006), выведенный из данных по 5 кристаллам (max 90.5 ± 1 млн. лет, min 85.8 ± 1.4 млн. лет). Разница такая же, как и в ольской свите Арманской вулканоструктуры.

Из вышележащих свит южной части прогиба получены Ar-Ar даты (Kelley et al., 1999): 88.9 ± 0.8 (по биотиту, пыкарваамская свита), 87.3 ± 1.4 (по плагиоклазу) и 86.7 ± 1.4 (по амфиболу, обе даты из образца 20-16 вороньинской свиты), 87.9 ± 0.6 (по плагиоклазу, козквуньская свита) млн. лет.

Как видно, Ar-Ag возраст всей чуанской серии оказывается в 2.5 раза меньше разницы возраста кристаллов циркона в одном образце кытапкайской свиты. Полученные Ar-Ag даты не вполне согласуются между собой, не отражают стратиграфическую последовательность и структурную перестройку, выраженную смещением ареалов вулканизма в южном направлении. На

основании приведенных цифр утверждается коньякский возраст чуанской серии. Но это противоречит, во-первых, надежным палинологическим данным о позднеуронском возрасте нижней толщи эмунэрэтской свиты и коньяк-сантонском возрасте базальтов энмываамской свиты поздней стадии развития ОЧВП (рис. 1, 2), которые распространены во внутренней зоне вулканогенного пояса и перекрывают со структурным несогласием пыкарваамскую и козквуньскую свиты (Белый, Белая, 1998); во-вторых, Rb-Sr изохронному возрасту кытапкайской (алькаквуньской) свиты – 104 ± 3 млн. лет (северная часть прогиба); алькаквуньской – 102 ± 2 млн. лет, каленьмуваамской – 98 ± 2 млн. лет, пакарваамской и вороньинской – 98 ± 9 млн. лет, мильгувеевской (козквуньской) – 93 ± 5 млн. лет свит южной части прогиба (Котляр, Русакова, 2004).

Анадырский сектор. Во внешней зоне Анадырского сектора в отличие от Центрально-Чукотско-

го резко преобладают вулканиты основного и среднего состава (рис. 5). Здесь выделены образования буор-кемюсского (саламихинская свита, оливин-пироксеновые базальты), арманского (вилковская свита, двупироксеновые и амфибол-пироксеновые андезибазальты и андезиты) и амкинского (еропольская свита: нижняя толща, игнимбриты и туфы кислого состава; верхняя толща, двупироксеновые андезиты и андезибазальты) фитостратиграфических горизонтов. Новые изотопные данные (Тихомиров и др., 2006; табл. 2), как следует из географических координат отбора образцов, приведенных в цитируемой работе, характеризуют вулканиты верхнего течения р. Чим-чемимыль – образец 03-137 и междуречья Малый Анюй–Мечкерера – образцы 03-10, 03-11, 03-12 (рис. 1, местонахождения 5 и 6 соответственно). Личный опыт изучения этих районов позволяет мне уточнить стратиграфическое положение образцов, приведенных в работе П.Л. Тихомирова и др. (2006): образец 03-137, амфиболсодержащий андезит, происходит из вилковской свиты; остальные образцы взяты из риолитового туфа нижней толщи еропольской свиты (03-11), базальтов терминальной фазы развития верхней толщи еропольской свиты (03-12) и экструзивных дацитов (03-10) конечной стадии развития Кайемравеемской вулканоструктуры.

Результаты Ar-Ag изотопного датирования следующие: вилковская свита, образец 03-137 – 104.9 ± 2.9 (по амфиболу) и 101.6 ± 2.3 (по плагиоклазу) млн. лет; нижняя толща еропольской свиты, проба 03-11 – 93.7 ± 1.2 (по амфиболу) и 91.8 ± 1.6 (по плагиоклазу) млн. лет; верхняя толща еропольской свиты, терминальные излияния, проба 03-12 – 86.8 ± 2.7 (по плагиоклазу) млн. лет; экструзия дацитов, проба 03-10 – 84.2 ± 1.9 (по амфиболу) млн. лет. Изотопные даты вилковской свиты и нижней толщи еропольской свиты хорошо согласуются с геологическим возрастом этих стратиграфических подразделений, хотя разница дат по разным минералам из одного и того же образца достигает длительности яруса (например, сантон по Gradstein et al., 1995). Изотопный возраст нижней толщи еропольской свиты в Кайемравеемской вулканоструктуре подтверждает высокую вероятность того, что источники тефрового материала в разрезе кривреченской свиты на р. Гребенка могли находиться в стратотипическом районе еропольской свиты, в нижнем течении рек Еропол и Яблон.

ОБСУЖДЕНИЕ И СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ОЧВП

Анализ результатов Ar-Ag датирования вулканогенных толщ в трех рассмотренных секторах

внешней зоны ОЧВП позволяет выявить некоторые общие закономерности. Так, в Анадырском секторе нет существенных расхождений между данными о геологическом возрасте и изотопными датами стратиграфических подразделений. В Арманской вулканоструктуре Охотского сектора значения изотопного возраста хотя и намного моложе геологического, но согласуются с общей последовательностью стратиграфических подразделений. В Пегтымельском прогибе Центрально-Чукотского сектора Ar-Ag даты не только намного моложе геологического и Rb-Sr изохронного возраста чаунской серии, но и не увязываются со стратиграфической последовательностью (рис. 3, 5).

Ar-Ag даты вулканитов Анадырского сектора характеризуются значительно большей величиной допустимых колебаний возраста, чем Охотского и Центрально-Чукотского секторов, а различия возраста по разным минералам одного образца в Анадырском секторе достигают 2–3 млн. лет, что превышает длительность формирования всей чаунской серии Центрально-Чукотского сектора.

Таким образом, расхождения между Ar-Ag изотопными данными, полученными в разных секторах ОЧВП, столь же значимы, как и различия между ними и геологическим возрастом вулканитов в Охотском и Центрально-Чукотском секторах. Кроме того, феномен “омоложения” в этих секторах проявился по-разному. Для уяснения хотя бы некоторых закономерностей сложившейся ситуации будет полезным анализ особенностей позднемезозойского развития рассматриваемых районов ОЧВП.

На рис. 5 показана принципиальная схема строения и развития внешней зоны и структур основания Анадырского и Центрально-Чукотского секторов в позднем мезозое. Как видно, внешняя зона Анадырского сектора наложена на Олойскую эвгеосинклинальную зону мезозоид, которая на орогенной стадии развития, в поздней юре–апте, испытывала преимущественно депрессионный режим развития, сопровождавшийся интенсивным андезит-базальтовым вулканизмом. Гранитоидный магматизм в Олойской зоне проявлен слабо. В строении внешней зоны Анадырского сектора преобладают вулканиты среднего и основного состава, что свидетельствует о преемственности между орогенным вулканизмом мезозоид и образованиями ранней стадии развития ОЧВП.

В Центрально-Чукотском секторе фундамент внешней зоны ОЧВП образован структурами Анюйской и Чаунской зон Чукотской миогеосинклинальной складчатой системы, охваченной в позднем мезозое мощным гранитоидным магматизмом и общими поднятиями. Игнимбритовая

формация Центральной Чукотки (алькаквуньская, каленьмуваамская, пыкарваамская и вороньинская свиты) по сути представляет собой вулканическую фацию чукотских гранитоидов, образовавшуюся в процессе развития нового тектонического элемента Северо-Востока Азии – ОЧВП. По геофизическим данным гранитоидные интрузивы Чаунской зоны мезозой на глубине переходят в обширные субпластовые тела.

Итак, различия Ag-Ag изотопного возраста вулканитов арманского горизонта из Анадырского (вилковская свита) и Центрально-Чукотского (чаунская серия) секторов совпадают с охарактеризованными выше общегеологическими особенностями их строения и развития. По-видимому, это не может быть случайностью, хотя причины этого совпадения неясны и лежат в области предположений. Одно из наиболее вероятных объяснений состоит в том, что Ag-Ag изотопный возраст чаунской серии отражает время прекращения геохимического воздействия крупного гранитного плутона под Пегтымельским вулканотектоническим прогибом. Длительность и интенсивность этого воздействия привели к полному “стиранию изотопной памяти” в вулканитах, выразившемуся в отсутствии соответствия между изотопными датами и стратиграфической последовательностью.

В Арманской вулканоструктуре “омоложение” Ag-Ag изотопного возраста в целом не привело к полному уничтожению соответствия изотопных дат относительной стратиграфической последовательности, что позволяет предполагать меньшую интенсивность наложенных геохимических процессов, причиной которых мог быть застывавший периферический очаг кислой магмы. По данным гравиметрии, под игнимбритами аганской свиты в интервале глубин 1.5–7.5 км ниже уровня моря находится линзовидное тело гранитоидов (Стружков, Константинов, 2005, с. 47).

Данные U-Pb изотопного датирования в рассматриваемых работах приводятся только по двум образцам. Но и этого достаточно, чтобы обратить внимание на некоторые существенные противоречия между цифрами, полученными обсуждаемыми методами, и на очевидные неопределенности внутри самих методов. Как отмечено, в Центрально-Чукотском секторе средний U-Pb изотопный возраст, определенный в образце кытапкайской (алькаквуньской) свиты, согласуется с Ag-Ag датами чаунской серии в целом. Но диапазон колебания возраста отдельных кристаллов циркона в одном образце в 2.5 раза превышает длительность формирования всей серии по Ag-Ag данным. В Арманской вулканоструктуре Охотского сектора средний U-Pb изотопный возраст образца J7/1 составил 85.02 ± 0.54 млн. лет, а Ag-Ag возраст по плато (этот же образец, санидин) –

82.65 ± 0.26 млн. лет. Как видно, средний возраст образца ольской свиты по циркону оказался таким же, как Ag-Ag возраст нараулийской свиты (по амфиболу, возраст плато 85.5 ± 1.3 млн. лет).

О неопределенностях, стоящих за средним возрастом по цирконам, частично говорилось ранее. Неоднозначность и даже парадоксальность ситуации состоит в том, что нет ответа на вопрос: почему разница возраста отдельных микрокристаллов в одном образце превышает длительность формирования всей стратиграфической последовательности по Ag-Ag изотопным данным? Важно подчеркнуть, что значимые расхождения и неопределенности существуют и в Ag-Ag изотопных датах по амфиболу и плагиоклазу одного и того же образца (например, вилковская свита Анадырского сектора).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стратиграфическая схема ОЧВП, принятая 3-м МРСС, отражает последовательности геологических тел вулканических накоплений и смену захороненных в них комплексов листовой флоры; схема частично подтверждена палинологическими и магнитостратиграфическими данными. Отсутствие отношений вулканогенных толщ с морскими фаунистически охарактеризованными слоями не позволяет провести надежную корреляцию стратиграфических разрезов ОЧВП с общей геохронологической шкалой. Существенное продвижение в этом направлении могут дать палинологические и тефрохронологические исследования.

К решению вопросов возраста и стратиграфических корреляций ОЧВП в настоящее время привлечены K-Ar, Rb-Sr, Ag-Ar и U-Pb (SHRIMP) изотопные методы. Из огромного количества определений K-Ag изотопного возраста лишь малая часть (6–8%) согласуется с геологическими данными. Главная трудность использования метода в стратиграфии состоит в невозможности знать природу измеряемой изотопной системы.

Результаты Rb-Sr изотопного датирования большей частью находятся в удовлетворительном соответствии с геологическими данными (например, чаунская серия в Пегтымельском прогибе), хотя нередко они оказываются либо более древними (например, хольчанская и ольская свиты Арманской вулканоструктуры), либо более молодыми, чем геологический возраст.

Точность измерений Ag-Ag и U-Pb изотопных методов не восполняет отсутствие данных о геологических условиях и кристаллохимических процессах, определивших формирование изотопной системы.

Природа геохимического процесса, на котором основано применение K-Ag и Ag-Ag методов,

одинакова, так что, несмотря на высокую точность измерений Ar-Ar метода, принципиальной разницы между данными этих методов быть не может. Действительно, даже небольшое количество (76 определений) рассмотренных Ar-Ar и U-Pb изотопных дат лежит в пределах 106–70 млн. лет, а характер их распределения подобен наблюдаемому для K-Ar и Rb-Sr методов датирования.

Случаи, когда изотопное датирование входит в противоречие с геологическими данными (например, соотношения глиноземистых платобазальтов и подстилающих вулканитов кислого состава поздней стадии развития ОЧВП), не могут быть основанием для игнорирования геологической реальности.

Таким образом, очевидно, что выводы о необходимости радикального пересмотра представлений о возрасте ОЧВП на основании новых Ar-Ar и U-Pb данных преждевременны. Не разумнее ли заняться осмысливанием развития геологических обстановок и кристаллохимических изменений, вызываемых как естественной радиоактивностью, так и всевозможными внешними воздействиями на изотопные системы, чем фетишизировать цифры?

Применительно к геологии известное высказывание Л.А. Арцимовича об отношении физика-экспериментатора к теории могло бы звучать так: геологу следует с благодарностью и вниманием относиться к изотопному датированию, но не верить ему безрассудно.

Выражаю признательность М.Л. Гельману за содействие и обсуждения при работе над статьей, выполненной при частичной поддержке РФФИ (грант № 06-05-64824а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопных данных // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
- Акинин В.В., Тихомиров П.Л. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: прецизионная геохронология ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP датирование) в приложении к общей длительности и периодичности вулканизма // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ: Бурят. НЦ СО РАН, 2006. С. 97–100.
- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж. и др. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMP датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма и метаморфизма. Тезисы докл. III Российской конф. по изотопной геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 22–26.
- Белый В.Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии) // Материалы по геол. и полезным ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 16. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1963. С. 106–126.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
- Белый В.Ф. К проблеме фито-стратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 51–59.
- Белый В.Ф. Обратнo намагнитченные породы в разрезах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) – стратиграфическое положение и возраст // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 6. С. 798–801.
- Белый В.Ф. Вопросы возраста и палеофлористики Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фито-стратиграфии. Тр. Международной палеоботанической конференции. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 50–57.
- Белый В.Ф., Райкевич М.И., Белая Б.В. Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 78–89.
- Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. 108 с.
- Герман А.Б. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флористическое значение. М.: ГЕОС, 1999. 122 с.
- Гумилев Л.Н. Древняя Русь и Великая степь. М.: Айрис-пресс, 2002. 768 с.
- Исполатов В.О., Тихомиров П.Л., Черепанова И.Ю. Новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центрально-Чукотский сектор) // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 159–161.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 25–44.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Найдин Д.П. Глобальные и региональные стандарты в стратиграфии (к 80-летию термина стратотип) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1021–1031.
- Решения 3-го МРС совещания по фанерозою С-В России. Прилож. 14: Региональная стратиграфическая схема меловых отложений Верхояно-Охотско-Чукотского региона. СПб.: Госгеолфонд России (рукопись), 2003.

- Салон Л.И.* Геологическая интерпретация данных аргонного метода определения абсолютного возраста горных пород // Геология и геофизика. 1963. № 1. С. 3–21.
- Самылина В.А.* Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Симаков К.В.* К созданию теории палеобиосферного времени. Т. 3. Стагнация, перспективы. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2004. 347 с.
- Стружков С.Ф., Константинов М.М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Научный мир, 2005. 320 с.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др.* Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 81–95.
- Филиппова Г.Г.* Региональные стратиграфические схемы меловых отложений Северо-Востока Азии // Колыма. 2002. № 2. С. 10–16.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J. G. et al.* A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale // Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation. SEPM. Special Publ. № 54. 1995. P. 95–128.
- Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bulletin. 2004. V. 116. № 5/6. P. 637–654.
- Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B.* New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Res. 1999. V. 20. № 1. P. 97–106.
- Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B. et al.* Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of northeastern Asia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. V. 184. P. 65–105.

Рецензенты А.Б. Герман, И.М. Горохов