

Б. ЦАМБЕЛ — И. С. КРАСИВСКАЯ — Л. КАМЕНИЦКИ*

МАТЕРИАЛЫ К КОРРЕЛЯЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД
ЗАПАДНЫХ КАРПАТ И БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Резюме: Авторы сопоставляют кристаллический комплекс Западных Карпат с кристаллическим комплексом Большого Кавказа, прежде всего с его Главным Хребтом и Передовым Хребтом и Бечасынской зоной. Они приводят палинологические и геохронологические данные свидетельствующие о присутствии отдельных, особенно палеозойского возраста серий варисского метаморфизма и магматизма. Они также обращают внимание на надобность дальнейшего обсуждения некоторых проблем, а именно развития магматизма в качестве чувствительного показателя геодинамического режима и нахождения докембрия на обоих сопоставляемых территориях.

Abstract: Authors compare the West Carpathian crystalline with the Great Caucasus crystalline, especially its Main Ridge and Frontal Ridge as well as the Becchasinine zone. They present palynologic and geochronologic data indicating the presence of separate series mostly of palaeozoic origin as well as of variscide metamorphism and magmatism. They also point out the necessity of further examination of some problems, i. e. that of magmatic development being a sensitive indicator of the geodynamic regime and the presence of Precambrian in both compared territories.

В пределах альпийского складчатого пояса, обрамляющего с юга Восточно-Европейскую платформу, как известно, наблюдается несколько обширных районов допозднепалеозойских кристаллических образований. Их возраст, строение и особенности формирования в последние годы привлекают внимание исследователей в связи с обсуждением доальпийской истории глубинных образований этой крупной структуры земной коры.

Сравнение доальпийских комплексов Большого Кавказа и Западных Карпат как звеньев Кавказско-Крымско-Карпатской складчатой системы является одним из разделов современных советско-чехословацких исследований по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформой. В результате первого этапа современных исследований были сформулированы основные проблемы и принципы корреляции процессов и геологических образований и намечены отдельные элементы корреляции магматизма и метаморфизма Чехословакии и Северного Кавказа (Г. Д. Афанасьев — К. Бенеш и др. 1973). Целью данной статьи является освещение современных представлений о строении, возрасте и этапах формирования древних кристаллических комплексов Западных Карпат и Кавказа и обсуждение некоторых общих черт их доальпийского развития.

Современное состояние изученности не дает возможности провести уверенную корреляцию всех событий доальпийской истории регионов. Это объясня-

*Академик Б. Цамбел, Геологический институт Словацкой Академии Наук, Дубравска дорога, 886 25 Братислава. И. С. Красивская, к. г. м. н. — ИГЕМ АН СССР, Старомонетный пер. 35, Москва Ж-17, СССР. Л. Каменицки, Д-р., Геологический институт Словацкой Академии Наук, Дубравска дорога, 886 25 Братислава.

ется, прежде всего, различным установлением Карпат, их неадекватной изученностью и недостаточным количеством $U-Pb$ и $Rb-Sr$ (в особенности изохронных) изотопных определений возраста магматических и метаморфических пород. Так, на Кавказе в доальпийском комплексе установлены как докембрийские, так и палеозойские образования, обоснована стратиграфия последних и на этой основе в результате применения формационного анализа прослежены главные этапы развития доальпийского магматизма. Среди суперкrustальных орбазований Карпат более или менее надежно доказаны только палеозойские отложения, их региональная стратиграфическая схема находится в процессе становления, а возрастная индексация метаморфизованных толщ опирается в основном на данные изучения растительных микроостатков. Характер этих остатков (обилие растительного детрита при изменчивом, часто незначительном количестве сохранившихся диагностируемых микрофитофоссилий), а иногда и объем получаемых материалов, как отмечают Б. Цамбел и О. Чорна (1974), определяют предварительный характер некоторых из этих индексаций.

Имеющиеся радиогеохронологические материалы представляют довольно ограниченные возможности для определения возраста и корреляции кристаллических образований Кавказа и Карпат. Основная часть этих данных получена $K-Ar$ методом и, как правило, отражает неравномерное омоложение объектов изучения в связи с неоднократной (в том числе альпийской) динамотермальной переработкой их.

Ниже кратко освещаются современные данные о последовательности и возрасте метаморфических и магматических комплексов Западных Карпат и Кавказа и намечаются некоторые аналогии.

Западные Карпаты

Доальпийские кристаллические толщи фундамента Западных Карпат обнажены из-под метаморфизованных верхнекаменноугольных и более молодых отложений в ряде разбросанных участков в присводовых частях так называемых ядерных хребтов Внутренних Карпат (Словацкого массива). Эти хребты, в современной структуре отвечающие антиклинориям, входят в пределы трех дугообразно изогнутых зон субширотного — юго-западного простирания — татридной, вепоридной и гемеридной — выделенных по особенностям мезокайнозойского развития (Т. Будай и др. 1963). Татриды и вепориды (татровепориды) характеризуются более высоким метаморфизмом рассматриваемых пород и присутствием среди них варисских гранитоидов.

Наиболее крупные участки обнаруженных кристаллических пород известны на юго-востоке внутренних Карпат в зоне гемерид (восточная часть Словацких рудных гор) и в зоне вепорид (западная часть Словацких рудных гор. Низкие Татры, горы Трибеч). В расположенной с севера и северо-запада обширной зоне татрид кристаллическое основание наблюдается в небольших выходах в Малых Карпатах, Стражовских горах, Малой Фатре и др.

Сложность тектонического строения татрид, вепорид и гемерид и разоблаженность наблюдаемых в них выходов допозднепалеозойских слоистых кристаллических образований объясняет существование разных точек зрения на последовательность, соотношения и возраст этих образований. Поэтому

главной проблемой кристаллических стратифицированных комплексов Западных Карпат до сих пор является их стратиграфия.

В тридцатые годы обычно вслед за В. Зоубеком (V. Zoubek 1936) принималось, что кристаллические породы татрид, вепорид и гемерид в целом являются палеозойскими. Позднее широкое распространение получило представление о формировании метаморфического основания Западных Карпат в течение нескольких самостоятельных этапов и о принадлежности наиболее глубоко измененных из них докембрию. Так, М. Машка и В. Зоубек (T. Budaya kol. 1961) древнейшими, предположительно нижнепротерозойскими породами Западных Карпат считали гнейсы и мигматиты татрической серии татровепорид, а развитые здесь метаморфиты когутской серии относили к альгонкию. Менее метаморфизованные доверхнепалеозойские серии гемерид и Малых Карпат относились к палеозою по сопоставлениям с отложениями северной граувакковой зоны Альп (O. Fusan et al. 1965), а в последние годы — и по палинологическим данным (P. Snopková et al. 1967; O. Čorná 1972). Степень метаморфизма как главный критерий возрастного расчленения метаморфических пород вепорид применялся также Я. Каменицким (M. Mahel et al. 1967), выделившим здесь ярабскую и кокавскую серии соответственно как нижне — и верхнепротерозойские образования. Метаморфические сланцы южной части вепорид (когутскую серию) Я. Каменицкий относил к верхнему протерозою, сопоставляя ее с пезинок-пернексской серией Малых Карпат. При этом Я. Каменицкий полагал, что развитые в Малых Карпатах пезинок-пернекская и девонская метаморфическая толща (гармонийская серия) разделены перерывом.

Однако Б. Цамбел в результате систематических исследований метаморфических пород Малых Карпат показал, что пезинок-пернексские отложения вверх по разрезу постепенно сменяются гармонийскими (B. Cambel 1954, 1962). На основе палинологических данных О. Чорна (O. Čorná 1968, B. Cambel — O. Čorná 1974) пришла к выводу о том, что пезинок-пернекская серия относится к силуру-девону, а гармонийская — к верхнему девону — нижнему карбону. А. Клинец (A. Klinec 1966) подчеркнул литологическое однообразие большей части распространенных в вепоридах кристаллических сланцев и показал недостаточность обоснованности расчленения их на ярабскую и кокавскую серии. Все эти сланцы он объединил в гронский комплекс, возраст которого Э. Пландерова (A. Klinec — E. Pländerová — O. Miko 1975) по палинологическим данным определила как силур — нижний девон.

Подобные же выводы в последние годы получены и для основания гемерид. По новым данным Грецули (P. Grecula 1970_{1,2}, 1971) выделявшиеся здесь гелницкая и раковецкая метаморфические серии, которые ранее считались разделенными угловым несогласием в связи с проявлениями каледонских движений, не только входят в состав единого непрерывного комплекса, но и являются в целом разновозрастными.

Таким образом, представления о значительной фациальной и стратиграфической неоднородности кристаллических толщ Западных Карпат в последние годы пересматриваются и все больше исследователей склоняется к мнению о преимущественно палеозойском их возрасте. Эта точка зрения подтверждается палинологическими данными (B. Cambel — O. Čorná 1974, O. Čorná — L. Kamenický 1972, 1974; B. Cambel 1976). Существование

локембрийских образований в составе кристаллического основания Западных Карпат не подтверждается имеющимися палеонтологическими и радиогеохронологическими материалами.

Метаморфические серии Западных Карпат в свете современных данных представляют собой структурно единый комплекс. Он сложен в различной степени метаморфизованными геосинклинальными флишоидными песчано-глинисто-кремнистыми отложениями, пелитовые составляющие которых во всех выделенных подразделениях в той или иной мере обогащены углистым веществом. Карбонатные породы для этих отложений не характерны и встречаются весьма ограниченно в виде линз или маломощных прослоев (гармонийская серия, раковецкая серия, когутские сланцы). Продукты геосинклинального основного и кислого вулканизма в рассматриваемых отложениях распределены неравномерно по вертикали и латерали, но в определенных сериях они преобладают над метаосадками (порфириоиды гельницкой, диабазы раковецкой серий и др.).

Кратко суммируем данные о строении и составе метаморфических толщ различных тектонических зон Западных Карпат. На югозападном фланге татрид, в Малых Карпатах, в основании разреза залегает, как отмечалось выше, пезинок-пернекская серия (M. Mahel et al. 1967), для которой характерно широкое развитие вулканитов и связанных с ними месторождений пирита; весьма многочисленные прослои битуминозных метапелитовых пород. Вышележащая гармонийская серия, согласно сменяющая пезинок-пернекскую, (B. Cambel 1954) сложена метатерригенными породами с переменной примесью битуминозного вещества, с линзами известняков и горизонтами основных метавулканитов. Первоначальный метаморфизм обеих серий был эпизональным (в гармонийских породах сохраняется кластогенный характер полевых шпатов и кварца), но под влиянием варисских гранитоидов в гармонийской серии возникли пятнистые сланцы, роговики и скарны, а в пезинок-пернекской-периплутонических явления вызвали образование метаморфической зональности от филлитов во внешней зоне до гнейсов — во внутренней зоне, примыкающей к гранитам.

Гронский комплекс вепорид представлен, главным образом, метапелитами от филлитов до биотитовых сланцев и вмещает подчиненные амфиболиты и метапорфиры, а также прослои лидитов и карбонатов (A. Klinec et al. 1975). Часть принадлежащих этому комплексу пород в окрестностях с. Бацух палинологически документирована как силур-нижний девон. На севере вепорид, в кристаллическом ядре Низких Татр, метаморфические сланцы Клиниска песчано-глинистые осадки, (J. Koutek 1931) в наименее измененных разностях содержат каменноугольные растительные микрофоссилии (O. Šogrná 1974). По южной окраине вепорид, в когутской зоне, метаморфические породы входят в состав серии Гладоморной долины, возраст которой палинологически определен как нижний палеозой.

В ее составе преобладают первично-песчано-глинистые, частично битуминозные осадки с подчиненным количеством основных метавулканитов и радиоляритов. Метаморфизм здесь не достиг той интенсивности, которая характерна для других зон татровепорид и привел к образованию биотитовых сланцев и филлитов. Проводимое в последние годы в Геологическом институте САН изучение микрофоссилий в метаморфических сланцах показало широкое распространение отложений палеозоя во всех кристаллических ядрах вепорид.

Палеозойские толщи гемерид (гельницкая и раковецкая серия) отличаются широким проявлением вулканизма и слабым эпизональным метаморфизмом. Гельницкая серия представлена профироидами и их туфами, туффидами, с прослоями глинистопесчаных, глинистых и известково-битуминозных метаосадков и радиоляритов. Главным типом вулканизма является средний (до кислого), но встречаются подчиненные прослои основных вулканитов, особенно в верхних горизонтах серии. В основании раковецкой серии преобладают первично-обломочные отложения, в средней части — вулканические породы основного состава с большим количеством туфов и туффитов и глинистых осадков, а в верхней части — глинистые толщи. С основными вулканитами серии связано сингенетическое пиритовое и полиметаллическое оруденение (область Смолника и Шведлара). В связи с новыми представлениями о стратиграфическом единстве гельницких и раковецких образований (Р. Grescula 1970₂, 1971) предполагается одновременное появление основного раковецкого и кислого гельницкого вулканизма.

Аналоги вулканогенных образований фундамента гемерид в последние годы были выявлены среди более глубоко метаморфизованных кристаллических пород татровепорид. Это, по мнению некоторых исследователей, подтверждает точку зрения об относительной однородности первичного состава метаморфических толщ Западных Карпат. Наблюдаемое ныне разнообразие развитых в разных зонах метаморфических пород и преобладание в татровепоридах более измененных разностей (вплоть до гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов) представляется следствием различных условий их вторичных преобразований.

Значительную роль в строении кристаллического комплекса фундамента Западных Карпат играют интрузивные образования. В гемеридах они представлены штоками эпиметаморфизованных габброидов и габбро-диоритов, которые, очевидно, комагматичны раковецким вулканитам, а также небольшими телами так называемых гемеридных гранитоидов, имеющих меловой K—Ar возраст (J. Kantor 1957). В пределах татровепорид широким распространением пользуются крупные интрузии варисских орогенных гранитоидов. Они прорывают метаморфические породы татрид и вепорид и оказывают контактное воздействие на породы гармонийской серии девона — нижнего карбона. Более ранними фазами этих гранитоидов являются гранодиориты, кварцевые диориты, а поздними — аутометаморфизованные порфиробластические граниты.

Основное значение в формировании метаморфических пород Западных Карпат придется прогрессивному метаморфизму в связи с варисским гранитообразованием. С ним связывают явления переплавления, мигматизации и гранитизации в центральных частях автохтона и одновременно явления периплутонической контактной перекристаллизации в удаленных от этих центров областях.

Можно предполагать, что в области кралевогольского кристаллического комплекса вепорид гранитный плутонизм и мигматитизация (согласно уран-торий-свинцовым определениям возраст цирконов из гранитоида типа Сигла определен в 380 млн. лет), начали действовать уже во время позднего девона и затрагивали также и каледонскую эру. В некоторых ядерных массивах каледонский метаморфизм был более слабым (эпизональным) и позже, в результате внедрения варисских гранитоидов, степень прогрессивного метамор-

физма стала интенсивнее. Конкретные результаты ядерно-геохронологических измерений в настоящей статье не приводятся, поскольку они опубликованы почти одновременно в другом материале.

Большой Кавказ

Кристаллическое основание альпийской горной системы Большого Кавказа выступает в пределах крупных продольных структурно-формационных зон — Бечасынской (Лабино-Малкиской), Передового хребта и Главного хребта, границами которых служат субширотные глубинные долгоживущие разломы. Эти зоны различаются историей геологического развития и глубинным строением и в связи с этим возрастом, стратиграфическим объемом развитых здесь метаморфических образований, интенсивностью и временем проявления магматических и метаморфических процессов.

Основы современных представлений о геологии кристаллических пород Большого Кавказа были заложены классическими трудами Э. Фавра, П. Абиша, В. Н. Робинсона, А. П. Герасимова, И. Г. Кузнецова, а в последние десятилетия активно развиваются большим числом исследователей северо-кавказских, грузинских и московских геологических организаций. Проблемы магматической геологии Северного Кавказа наиболее полно освещены в работах коллектива петрографов ИГЕМ АН СССР, возглавлявшегося Г. Д. Афанасьевым.

Как мы увидим ниже, для сравнения с фундаментом Западных Карпат наибольший интерес на Кавказе представляет зона Главного хребта. Вместе с тем, именно с этой зоной, являющейся ареной мощнейшего варисского гранитоидного магматизма, связано наибольшее число спорных или нерешенных вопросов строения, особенностей формирования и возраста метаморфического субстрата. Что касается зоны Передового хребта и Бечасынской, то здесь основные черты стратиграфии метаморфических толщ и развития магматизма и метаморфизма могут считаться достаточно обоснованными. Этому во многом способствовали многочисленные находки фауны в зоне Передового хребта, установление несогласных стратиграфических соотношений метаморфических и осадочных палеонтологически датированных толщ и широкое применение формационного анализа к расшифровке истории магматизма.

Бечасынская зона, протягивающаяся вдоль моноклинали северного склона Большого Кавказа, представляет собой южную окраину эпигерцинской Скифской плиты, активизированную в мезо-кайнозое. Основание ее сложено осадочно-вулканогенными сериями, которые испытали складчатость и первичный региональный зеленосланцевый метаморфизм в досилурийское время (Д. С. Кизевальтер 1960; И. С. Красивская 1964; И. И. Греков и др. 1972; Г. Д. Афанасьев и др. 1971, 1976). Эти серии вмещают ряд досилурийских магматических формаций, в том числе глубинные образования габбро-диоритовой и гранито-гнейсовой формации. Досилурийский возраст метаморфических серий доказывается их несогласными стратиграфическими соотношениями с вышележащими терригенно-карбонатными толщами, содержащими фауну силура (И. С. Красивская 1964; И. И. Греков и др. 1972).

К моменту завершения досилурийского метаморфизма и складчатости кристаллический субстрат Бечасынской зоны представлял собой уже доста-

точно консолидированное образование. Позднее, в связи с развитием располагавшейся южнее варисской геосинклинали он частично подвергся регионально-контактовому метаморфизму альбит-эпидот-амфиболитовой фации (с образованием альбитовых амфиболитов, гранат-амфиболовых и гранат-биотитовых гнейсов), метасоматической альбитизации (формирование альбитовых порфировых сланцев и гнейсов) и общему диафторезу.

Метаморфический фундамент зоны прорван целым рядом варисских интрузивных пород: гранит-порфирами с К—Аг возрастом в 340—350 млн. лет (р. Кубань), крупными массивами позднепалеозойских гранитоидов, имеющих К—Аг датировки в 285—305 млн. лет (р. р. Малка, Тызыл, Индыш, Эшкакон) и дайками гранитпорфиридов пермского возраста (Г. Д. Афанасьев и др. 1968; Р. П. Абдуллаев и др. 1969; Геохронология СССР... 1974). Массивы позднепалеозойских гранитоидов окружены широкими среолами контактово измененных пород.

Определения изотопного возраста досилурийских пород Бечасынской зоны получены К/Аг методом и обычно находятся в интервале 300—360 млн. лет, отражая процессы варисского омоложения древнего фундамента. Лишь по флогопиту из экзозонтакта пород гранито-гнейсовой формации в бассейне р. Лабы получено более древнее К/Аг значение в 450—470 млн. лет (Г. Д. Афанасьев и др. 1968). Близкие К—Аг цифры (500 млн. лет) были получены по гранитоидам в бассейне р. Теберды близ села Нижнетебердинского в зоне сочленения зоны Передового хребта и Бечасынской. Существующие данные позволяют рассматривать метаморфическое основание Бечасынской зоны как верхнедокембрийское-нижнепалеозойское или как верхнедокембрийское, байкальское образование (В. Е. Хаин 1975). Единственное имеющееся к настоящему времени докембрийское значение изотопного возраста метаморфических сланцев (865 млн. лет по мусковиту — метод (Р. Даут — Г. Д. Афанасьев и др. 1973) пока не может быть уверенно интерпретировано, тем более, что проанализированный образец взят из зоны щелочного метасоматоза.

Зона Передового хребта наиболее полно отражает эволюцию среднепалеозойского геосинклинального прогиба Северного Кавказа. Она характеризуется широким развитием эпизонально метаморфизованных (вулканогенных, вулканогенно-осадочных и терригенно-карбонатных) отложений ордовика — нижнего карбона и орогенных формаций среднего карбона — пермь (Д. С. Кизевальтер 1960; С. М. Копачев 1962; Г. Д. Афанасьев и др. 1968, 1971; И. Й. Греков и др. 1969 и др.). В бассейне р. Лабы в поле развития среднепалеозойских отложений известен выступ древнего кристаллического комплекса. Он сложен амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой фации, а по северной окраине — зеленосланцевыми вулканогенно-осадочными толщами, серицит из которых имеет К/Аг возраст 437 млн. лет (Н. П. Лупанова 1957). По составу и возрасту эти зеленосланцевые толщи могут быть сопоставлены с досилурийскими породами Бечасынской зоны. С этими древними метаморфическими породами и альпино-типными гипербазитами, развитыми в пределах зоны Передового хребта, пространственно ассоциируют эклогиты и эклогитоподобные породы (В. В. Плоско — Н. П. Шпорт 1974), которые наиболее близки к типу повторно метаморфизованных эклогитов зон глубинных разломов.

Среди слабо метаморфизованных палеозойских образований Передового

хребта выделяется ряд последовательных магматических формаций. Наиболее ранней из них является среднепалеозойская диабаз-кератофировая формация, к верхним горизонтам которой приурочены колчеданные месторождения. Более поздняя габбро—плагиигранитная формация глубинных пород включает габброиды, тоналиты и плагииграниты, сопровождаемые интенсивным натриевым метасоматозом. К—Аг данные для амфиболитов и плагиигранитов по амфиболу, мусковиту и биотиту показывают устойчивые сходящиеся цифры в 360—370 млн. лет (В. В. Плоско 1975). Завершающей развитие геосинклинального магматизма в зоне Передового хребта является базальт-трахитовая формация с радиологическим К/Аг возрастом в 340—350 млн. лет.

Характерно, что орогенный гранитоидный магматизм палеозойской геосинклинали относительно слабо проявлен в зоне Передового хребта (становление небольших массивов сиенит-диоритовой формации с К/Аг возрастом 250—255 млн. лет). Наиболее мощное его развитие наблюдается в соседней с юга зоне Главного хребта.

Зона Главного хребта характеризуется широким развитием кристаллических сланцев и гнейсов, прорванных и глубоко измененных гранитоидными породами верхнепалеозойской (посленижне-карбоновой) формации. Условия догранитного полифациального регионального метаморфизма менялись от зеленосланцевой до гранулитовой фации (Г. Н. Заридзе — Т. Г. Татришвили 1974).

Метаморфические толщи главного хребта относятся к доверхнепалеозойскому структурному комплексу, отделенному от верхнепалеозойско-триасового комплекса поверхностью крупного несогласия. Вследствие глубокого и неоднократного метаморфизма допозднепалеозойская история этой зоны реконструируется лишь в самых общих чертах.

Разрез метаморфического комплекса, очевидно, непрерывен и включает в себя три серии: нижнюю-буульгенскую, среднюю-макерскую и верхнюю-лабинскую. Достаточно определено (по находкам криноидей и сопоставления с палеозойскими разрезами зоны Передового хребта) устанавливается возраст только лабинской серии, который соответствует среднему девону—нижнему карбону (М. Л. Сомин 1971; Ш. А. Адамия и др. 1973).

Буульгенская и макерская серии характеризуются преимущественным развитием метатерригенных отложений с подчиненным развитием метабазитов. В составе лабинской серии отмечаются метатерригенные глинисто-песчаные осадки в низах, затем смешанные терригенные и вулканогенные породы, внутрiformационные конгломераты и карбонатные и терригенные образования в верхах серии.

Метаморфические породы Главного хребта прорваны среднепалеозойскими габброидами, диоритами и плагиигранитами и чрезвычайно широко распространены гранитоидами верхнепалеозойской формации гранитов Главного хребта, представляющей собой результат гранитообразования в глубинных условиях. В составе формации установлена следующая последовательность пород: а) диориты, гранодиориты и порфиroidные граниты с К—Аг возрастом в 315—320 млн. лет; б) двуслюдяные граниты — 290—300 млн. лет; в) аляскиты — 260 млн. лет (Г. Д. Афанасьев и др. 1971).

Возраст метаморфических пород субстрата Главного хребта является предметом дискуссии. Долгое время большинством исследователей принимался

в целом их докембрийский возраст, но в последние годы верхняя лабинская серия субстрата, как уже отмечалось, считается среднепалеозойской. Отсутствие в метоморфическом комплексе Главного хребта видимых несогласий и древних К—Аг датировок приводит некоторых исследователей к выводу о палеозойском возрасте всего этого комплекса (Ш. А. А д а м и я и др. 1975). Однако, эта точка зрения не является общепринятой и вполне реальным является существование в пределах зоны Главного хребта фрагментов древнего основания, радиометрически омоложенного при развитии палеозойской геосинклинальной системы. Полученное недавно Rb—Sr определение мусковита из пегматонидного гранита, секущего метаморфические сланцы макерской серии, равное 790 млн. лет (Г. Д. А ф а н а с ь е в и др. 1973) как будто прямо подтверждает эти представления.

Для кристаллических пород зоны Главного хребта имеется большое количество К—Аг датировок. Наиболее часто встречающиеся значения возраста слюд из метаморфических сланцев, гранитов и пегматитов северной части Главного хребта попадают в интервал 310—330 млн. лет, соответствуя таким образом, среднему карбону. Именно к этому времени относится формирование основной массы гранитов Главного хребта. Приведенные цифры, таким образом, определяют время варисского гранитообразования и метаморфизма.

Для южной части кристаллического ядра Главного хребта выделяются две группы значений — преимущественно раннекарбоновые (330—366 млн. лет), хорошо сопоставимые с возрастом габбро-плагиогранитной формации Передового хребта, и позднекарбоновые (290—308 млн. лет), видимо, связанные с этапом формирования гранитов Главного хребта с метаморфизмом этого времени (М. Н. Р у б и н ш т е й н 1967). Более древних надежных К—Аг значений возраста для кристаллических пород Главного хребта не получено.

Наряду с безусловно палеозойскими датировками для рассматриваемых пород Главного хребта имеется целый ряд мезозойских значений возраста в 140—170 млн. лет (юрские, а также меловые), свидетельствующих о широком развитии их аргонового омоложения. Оно, по-видимому, обусловлено как региональными дислокациями, так и магматическими процессами мезокайнозойского времени (М. Н. Р у б и н ш т е й н 1967, М. Л. С о м и н 1969; Геохронология СССР 1974). Отражением этих процессов являются, в частности, интрузивные массивы юрских и меловых гранитоидных формаций среди кристаллических пород Главного хребта (Г. Д. А ф а н а с ь е в и др. 1976).

Заключение

При сравнении древних кристаллических образований Западных Карпат и Большого Кавказа прежде всего обращает на себя внимание, что в формировании этих доальпийских образований в обоих регионах существенная роль принадлежала варисскому гранитному магматизму и метаморфизму. В этом отношении наиболее ясно коррелируются зона Главного хребта Кавказа и пояс татровепорид Западных Карпат. В них устанавливается не только общая сходная последовательность петрографически близких типов позднепалеозойских гранитоидов, но и, судя по радиологическим данным, их возрастная близость. И в той и в другой области отмечается широкое развитие варисского метаморфизма амфиболитовой фации, по крайней мере, частично свя-

званного с процессами гранитообразования. Именно эти процессы в Западных Карпатах считаются источником прогрессивного метаморфизма пород фундамента, они играли и весьма важную роль в формировании кристаллического комплекса Главного хребта Кавказа. В то же время в зоне Главного хребта отмечается метаморфизм гранулитовой фации, явно предшествовавший позднепалеозойским гранитоидам, а также относительно древние, среднепалеозойские К—Аг датировки кристаллических пород.

В этой связи на Карпатах особое внимание привлекают наиболее древние К—Аг датировки метаморфических сланцев Низких Татр, в том числе полученные по амфиболу и мусковиту (350—360 млн. лет). Они несколько превосходят U—Рb датировки цирконов из варисских гранитоидов татровепорид (330 млн. лет). Близкие К—Аг определения возраста метаморфизма древнего комплекса (до 360—350 млн. лет) приводятся для позднепалеозойских серий Мармарошского массива Восточных Карпат (А. К. Бойко 1975). Эти цифры позволяют предполагать здесь проявления догранитного ранневарисского полифазического метаморфизма.

На Большом Кавказе позднепалеозойский гранитоидный магматизм интенсивно развивался не только в пределах Главного хребта. Он проявлялся и в эпибайкальской Бечасынской зоне (граниты Малки, Тызлы и др.), где вызвал широкое радиологическое омоложение более древних пород. В этой зоне, тем не менее, сохраняются, как уже говорилось, отдельные реликтовые (ордовикские) значения К—Аг возраста образований фундамента.

При сравнении западнокарпатских догранитных супракрустальных серий с кавказскими, внимание естественно концентрируется на зоне развития отложения древнее те, которые достоверно установлены в гемеридах и татровепоридах. По стратиграфическому объему (силур-нижний карбон) метаморфические толщи Карпат сходны с развитыми в зоне Передового хребта, но набор ниже-среднепалеозойских осадочных и вулканогенных формаций на Кавказе значительно раннее. Среди относительно монотонного, флишоподобного разреза палеозойских серий Карпат четко выделяются вулканогенные породы (порфириды средне-кислого состава и диабазы), которые могут коррелироваться с девонской колчеданоносной диабаз-кератофировой формацией Передового хребта.

Вопрос об участии допалеозойских пород в супракрустальных образованиях фундамента широко обсуждается для всей Кавказско-Карпатской складчатой системы. В настоящее время наблюдается отход от традиционных взглядов на глубоко метаморфизованные кристаллические толщи Карпат и Кавказа как на докембрийские образования. Полученные в последние годы геологические, радиологические и палеонтологические (в том числе палинологические) данные приводят многих исследователей к выводу о том, что накопление слоистых толщ приосевой части Большого Кавказа и Западных Карпат, как это уже отмечалось выше, и также Восточных Карпат (А. К. Бойко 1970, 1975) происходило в течение, главным образом, раннего и среднего палеозоя. Однако, проблема докембрийских образований в фундаменте Карпат и Главном хребте Кавказа требует дальнейших исследований. Согласно современным представлениям ряда исследователей, полифазические метаморфические комплексы, доминирующие в сложении кристаллических массивов Западных Карпат и Главного хребта Большого Кавказа могли образоваться в течение одного (варисского) тектоно-магматического

цикла; представления о широком развитии здесь каледонских и байкальских (ассинтских) образований пока не находят подтверждения (А. К. Бойко 1970, 1975; М. Л. Сомин 1971; Ш. А. Адамия и др. 1973).

Среди рассмотренных комплексов примером полициклического развития могут являться метаморфические и магматические формации кристаллического фундамента Бечасынской зоны Кавказа: одна группа формаций возникла в досилурской, видимо, байкальский этап развития, а другая является отражением в консолидированном основании эволюции располагавшейся к югу варисской геосинклинальной области.

При дальнейшем сравнительном исследовании доальпийской истории развития Карпатско-Кавказской подвижной области представляется целесообразным одно из центральных мест уделить выяснению роли магматических пород в строении кристаллического фундамента и корреляции различных магматических формаций как наиболее чутких индикаторов геодинамических режимов подвижных областей.

ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ, Р. П. — АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — БАГДАСАРЯН, Г. П. — РУБИНШТЕЙН, М. Н. 1969: Материалы по геохронологии Кавказа. — Труды XV сессии комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во «Наука», (Москва).
- АДАМИЯ, Ш. О. — АБЕСАДЗЕ, Г. Н. — ХОТЯНОВСКИЙ, П. А. 1973: К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа. Докл. АН СССР, (Москва), т. 211, № 4.
- АДАМИЯ, Ш. А. — ЗАРИДЗЕ, Г. М. — РУБИНШТЕЙН, М. М. — ТАТРАШВИЛИ, М. Ф. — ЧХОТУА, Т. Г. — ШЕНГЕЛИЯ, Д. М. 1975: Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. Изв. ВУЗов Геологии и разведка, № 7.
- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — АБДУЛЛАЕВ, Р. Н. — АЗИЗЪЕВ, Ш. А. — БОРСУК, А. М. и др. 1968: Закономерности развития магматизма складчатых областей (на примере Кавказа, Казахстана и Дальнего Востока). Изд-во «Наука», (Москва).
- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — БЕНЕШ, К. — БОЙКО, А. К. — БОРСУК, А. М. — ЗОУБЕК, В. — КАМЕНИЦКИ, Л. — КРАТЦ, К. О. — МИТРОФАНОВ, Ф. П. — ПАЛИВЦОВА, М. — СЕМЕНЕНКО, Н. П. — ЦАМБЕЛ, Б. — ШУРКИН, К. А. 1973: Предварительные итоги сотрудничества ученых Чехословакии и Советского Союза по проблеме корреляции докембрийских образований и этапам развития подвижных поясов в сочленении с платформами. Изд. АН СССР, (Москва), серия геол., № 11, с. 3—15.
- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — БОРСУК, А. М. — ГУРБАНОВ, А. Г. — КОНДАКОВ, Л. А. — КРАСИВСКАЯ, И. С. — ПЛОШКО, В. В. — СУХАНОВ, М. К. — ЦВЕТКОВ, А. А. 1976: Магматические формации как индикаторы тектоно-магматического развития подвижных областей (на примере Кавказской подвижной области) В сб. «Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы». «Наука», (Москва).
- АФАНАСЬЕВ, Г. Д. — БОРСУК, А. М. — КОНДАКОВ, Л. А. — ЛУПАНОВА, Н. П. — ПЛОШКО, В. В. 1971: Конкретные магматические формации Северного Кавказа. Изд. АН СССР, (Москва), серия геол., № 7.
- БОЙКО, А. К. 1970: Доверхнепалеозойский комплекс северозападного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Изд-во Львов. Университета.
- БОЙКО, А. К. 1975: Вопросы древней геологической истории Восточных и Западных Карпат и радиометрическое датирование «Наукова Думка», (Киев).
- БОЙКО, А. К. — КАМЕНИЦКИ, Л. — СЕМЕНЕНКО, Н. — ЦАМБЕЛ, Б. — ШЕРБАК, Н. 1974: Часть результатов определения абсолютного возраста горных пород кристаллического массива Западных Карпат и современное состояние знаний. Geologický zborn. — Geologica Carpathica (Bratislava), 25, 1, p. 25—38.
- БУДАИ, Т. — КОДЫМ, О. — МАГЕЛЬ, М. — МАШКА, М. — МАТЕЙКА, А. — СВОБОДА, Й. — ЗОУБЕК, В. 1963: Тектоническое развитие Чехословакии. Изд. иностр. лит. (Москва).
- Геохронология СССР, т. П. Фанерозой. «Недра», М., 1974.
- ГРЕКОВ, И. И. — ЛУНЕВ, А. Д. — МИХЕЕВ, Г. А. — ПОТАПЕНКО, Ю. Я. — СНЕЖКО,

- Е. А. — СРАБОНЯН, М. Х. 1969: Унифицированные схемы стратиграфии и магматизма доальпийских образований Большого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., (Москва), № 6.
- ГРЕКОВ, И. И. — ПОТАПЕНКО, Ю. Я. — СНЕЖКО, В. А. 1972: Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малке — Труды по геол. и полезн. ископаемым Сев. Кавказа, вып. 13.
- ЗАРИДЗЕ, Г. М. — ТАТРИШВИЛИ, Т. Г. 1974: Петрология метаморфических образований Северного склона Большого Кавказа. Изд. Тбилиси.
- КИЗЕВАЛЬТЕР, Д. С. 1960: Стратиграфическое разделение метаморфических толщ Центрального Кавказа (бассейн рек Баксана и Малки). Мат. по геол. и металлогении Центр. и Зап. Кавказа. — Труды Кавказск. экспед. МГУ и ВАГТ, т. 2.
- КРАСИВСКАЯ, И. С. 1961: О соотношении силурийских и подстилающих их отложений на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, (Москва), т. 133, № 3.
- КРАСИВСКАЯ, И. С. 1964: Основные этапы метаморфизма досилурийских отложений междуречья Чегема и Кубани (Сев. Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 6. С. 50—64.
- КРАСИВСКАЯ, И. С. 1976: Досилурийские магматические формации метаморфического фундамента Бечасынской зоны Северного Кавказа. В сб. «Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. «Наука», (Москва).
- КРОПАЧЕВ, С. К. 1962: К стратиграфии среднего палеозоя Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. — В св. «Геология Центрального и Западного Кавказа». М., Гостоптех — издат.
- ЛУПАНОВА, Н. П. 1975: Формации магматических пород нижнего и среднего палеозоя (Северный Кавказ). «Наука», (Москва).
- ПЛОШКО, В. В. 1965: Уруштеньский комплекс Северного Кавказа. «Наука», (Москва).
- ПЛОШКО, В. В. — ШПОРТ, Н. П. 1974: Формация эколгитов Большого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., (Москва), № 12.
- РУБИНШТЕЙН, М. Н., 1967: Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. «Монцинерба», (Тбилиси).
- СОМИН, М. Л. 1969: Датировка абсолютного возраста кристаллических сланцев Главного Кавказского хребта и смежных областей. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 6.
- СОМИН, М. Л. 1971: Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. Изд-во «Наука», (Москва).
- ХАИН, В. Е. 1975: Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа; опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, (Москва), № 1.
- ЦАМБЕЛ, Б. — ЧОРНА, О. 1974: Стратиграфия кристаллического основания массива Малых Карпат в свете палинологических данных. Geol. zbornik — Geologica Carpathica, (Bratislava), 22, 2, p. 241—256.
- ЧОРНА, О. 1972: О находке органических остатков в бетлярских слоях (Спишско-гемерские рудные горы, Словакия, нижний палеозой). Geol. zbornik — Geologica Carpathica, (Bratislava), 23, 2, p. 379—382.
- ЧОРНА, О. 1974: Краткое обобщение палинологических исследований немых толщ в Западных Карпатах. Geol. zbornik — Geologica Carpathica, (Bratislava), 25, 1, p. 177—182.
- В' DAY, T. — CAMBEL, B. MAHEL, M. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1: 200 000, M-33-XXXV, M-33-XXXVI. Geofond, (Bratislava), p. 28—73.
- BURCHART, J. 1958: Rubidium-strontium isochrone ages of the crystalline core of the Tatra mountains. Poland. Amer. J. Sci. (New Haven), vd. 266, No. 10, p. 895—907.
- CAMBEL, B. 1954: Geologicko-petrografické problémy v severozápadnej časti kryštalinika Malých Karpát. Geol. práce. vol. 36, (Bratislava), p. 2—74.
- CAMBEL, B. 1975: Problémy metamorfozy i stratigrafie kryštalinika Západných Karpát s ohľadom na výskumy v oblasti Malých Karpát. Geol. zbornik — Geologica Carpathica, (Bratislava), 27, 1.
- ČORNÁ, O. 1968: Sur la trouvaille de restes d'organisme dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. Geologický zborník — Geologica Carpathica, (Bratislava), 19, 2, p. 303—309.
- ČORNÁ, O. — KAMENICKÝ, L. 1972: Contribution à la connaissance de l'infrastructure des Carpathes occidentales. Referát sympózia Liblice. (Bratislava), p. 1—7.
- ČORNÁ, O. — KAMENICKÝ, L. 1976: Príspevok ku stratigrafii kryštalinika Západných Karpát na základe palynologie. Geol. zborník — Geologica Carpathica, (Bratislava), 37, 1, p. 117—132.
- FUSÁN, O. — GOREK, A. — MIŠÍK, M. 1968: Československá vlastiveda, díl 1. Příroda, (Praha), sv. 1.
- GRECULA, P., 1970: K stratigrafii staršieho paleozoika Spišsko-geemerského rudohoria. Mineralia Slovaca, (Sp. N. Ves), 7, p. 191—216.

- GRECULA, P. 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia Slovaca*, (Sp. N. Ves), 2, 7, p. 181–190.
- GRECULA, P. 1967: K problematike kaledónskeho vrásnenia v Spišsko-gemerskom Rudohorí. *Geol. práce, Správy* 57, (Bratislava), p. 331–338.
- KAMENICKÝ, J. in MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II., Západní Karpaty, sv. 1, (Praha), p. 1–496.
- KANTOR, J. 1959: A^{60}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. *Geol. práce, Správy*, (Bratislava), 11, p. 198–200.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok k poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. *Acta geol. et geogr. Univ. Comeniana, geol.*, (Bratislava), 2, p. 63–68.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. *Geol. práce*, 55, (Bratislava), p. 159–168.
- KANTOR, J. 1959: Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštallických bridlic podľa rádioaktívneho rozpadu K^{40} . *Geol. zborník — Geologica Carpathica*, (Bratislava), 10, 1, p. 89–92.
- KANTOR, J. 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa Ar^{40}/K^{40} metódy. *Geol. práce, Správy*, (Bratislava), p. 5–10.
- KLINEC, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Geol. zborník — Geologica Carpathica*, (Bratislava), 6, p. 7–28.
- KLINEC, A. — PLANDEROVÁ, E. — MIKO, O. 1975: Staropaleozoický vek hronskeho komplexu veporid. *Geologické práce, Správy*, (Bratislava), 63, p. 95–104.
- KOUTEK, J. 1931: Geologické štúdie na severozápade Nízkých Tater. *Zborník St. geol. úst. ČSSR*, (Praha), 9, p. 412.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, (Praha), sv. 1., p. 1–496.
- MAŠKA, M. — ZOUBEK, V. in BUDAY, T. a kol. 1961: Tektonický vývoj Československa. *Nakl. ČSAV*, (Praha), p. 232.
- SNOPKOVÁ, P. in MAHEL, M. et al. 1977: Regionální geologie ČSSR, díl II., Západní Karpaty, ČSAV, 1, (Praha), p. 232.
- ZOUBEK, V. 1936: Poznatky o kryštaliniku Západných Karpát. *Věst. stat. geol. ústavu*, (Praha), 12, p. 207–239.

Рецензия Е. КРИСТА