

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И ВОЗРАСТУ  
ДОПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
КВАРКУШСКО-КАМЕННОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ  
(Средний Урал)**

**Г.А. Петров, А.В. Маслов, Ю.Л. Ронкин, М.Т. Крупенин**

Вопросы петрологии и геохимии допалеозойских магматических комплексов западно-го склона Среднего Урала рассмотрены в работах многих исследователей. Наиболее обосновано

ванные фактическим материалом схемы корреляции магматических комплексов позднего рифея и венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория приведены в работах [Румянцева, 1980; Корреляция магматических ..., 1991; Ибламин, 2001; Зильберман и др., 2002], а в серии публикаций Е.В. Карпухиной с соавторами [Карпухина и др., 1999, 2001; Карпухина, 2002], посвященных петрологии дворцевого, кусьинского и благодатского комплексов, дан современный взгляд на их геодинамическую природу. Значительный вклад в понимание геологической позиции щегровитского, дворцевого, кусьинского и шпалорезовского комплексов внесли геологосъемочные работы под руководством С.Б. Сулова [2002].

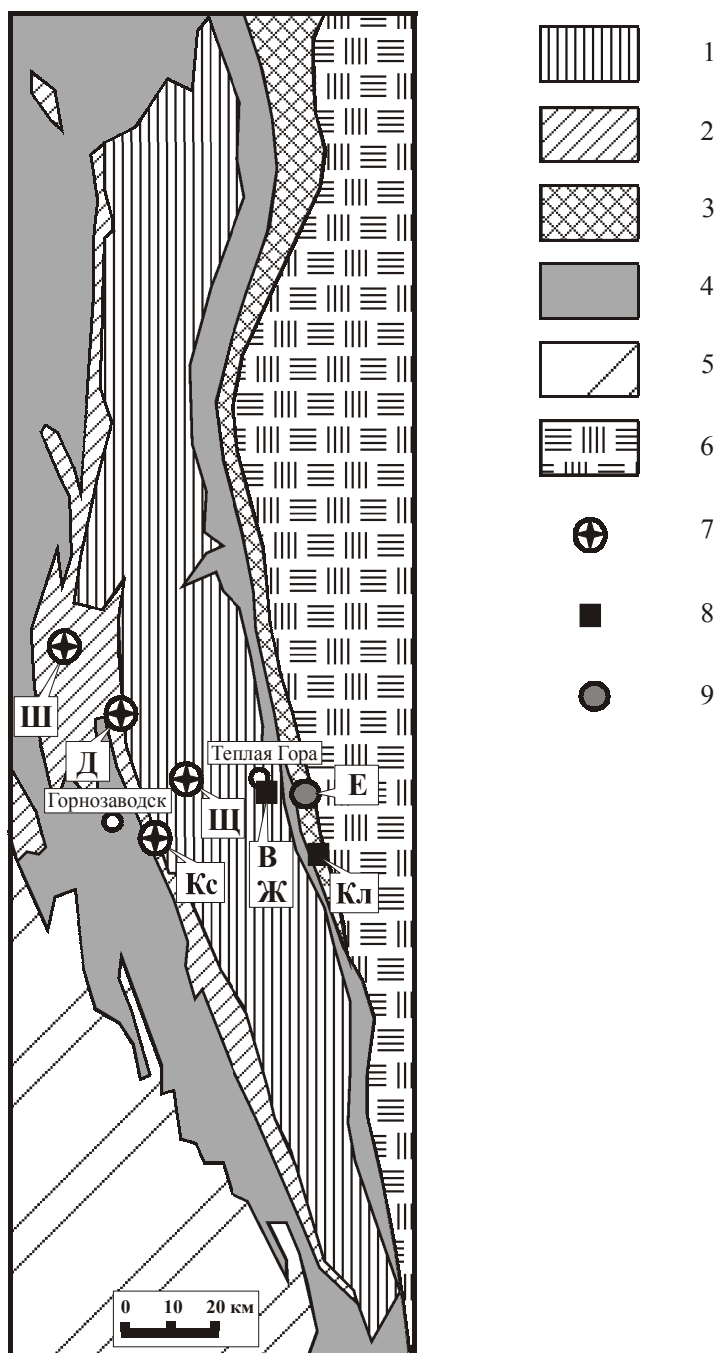
Стратифицируемые образования неопротерозоя в Кваркушко-Каменногорском мегантиклинории представлены кедровской, басегской, серебрянской и сылвицкой сериями и колпаковской свитой [Аблизин и др., 1982; Шалагинов, 1998]. Подавляющее большинство магматических комплексов (щегровитский, шпалорезовский, дворецкий, благодатский, кусьинский, троицкий, вильвенский, жу-

равликский) локализованы среди осадочных образований серебрянской серии (рис. 1), которые известны на рассматриваемой территории в пределах двух структурно-фациальных подзон – западной и восточной, имеющих ряд различий в составах пород и степени метаморфизма.

Лабораторией литологии ИГГ УрО РАН в 2003 году начато изучение допалеозойского магматизма Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в связи с проблемой реконструкции геодинамических режимов формирования рифейских и вендских образований. Выполнен небольшой объем полевых и аналитических

Рис. 1. Схема размещения рифейских и вендских магматических комплексов западного склона Среднего Урала.

1 – кедровская, басегская и серебрянская серии верхнего рифея и венда (?); 2 – сылвицкая серия венда; 3 – колпаковская свита верхнего рифея (?); 4 – ордовикско-каменноугольные отложения Западно-Уральской мегазоны; 5 – пермские осадки Предуралья прогиба; 6 – вулканогенные и интрузивные породы Тагильской мегазоны; 7-9 – места локализации изучаемых магматических комплексов: 7 – щелочнобазальтовых и пикритмонцогаббровых (Ш – шпалорезовский, Д – дворецкий, Щ – щегровитский, Кс – кусьинский); 8 – субщелочных и нормально-щелочных пикрит-базальтовых и габбро-гранитных (В – вильвинский, Ж – журавликский, Кл – колпаковский); 9 – гранодиорит-гранитовый европейский (Е) комплекс.



работ, позволивший уточнить геохимическую характеристику щегровитского, дворецкого, кусьинского, шпалорезовского, вильвинского, журавликского, европейского и колпаковского комплексов. Информация по абсолютному возрасту этих и других магматических комплексов приводится по литературным данным.

**Щегровитский трахибазальт-трахитовый комплекс** залегает, согласно данным последних геолого-съемочных работ, среди осадочных образований верхней части басегской серии верхнего рифея; галька щегровитских вулканитов присутствует в конгломератах танинской и вильвинской свит – базальных подразделений серебрянской серии [Суслов и др., 2002]. Возраст щегровитского комплекса, определенный Rb-Sr методом по трахибазальтам, составляет  $671 \pm 24$  млн лет ( $I_{Sr} = 0.7045 \pm 0.0004$ ) [Ронкин, 1989]. Одни из наиболее представительных обнажений комплекса расположены на северной окраине пристанционного пос. Вижай. Здесь, в серии небольших выходов и элювиальных развалов, наблюдаются рассланцованные гематитизированные афировые и мелкопорфировые миндалекаменные клинопироксен-плагиофировые базальты и микродолериты (лавовые потоки?) с гематит-кальцит-эпидот-хлорит-альбитовой основной массой и реликтами гиалопилитовой и интерсертальной структур. В составе комплекса известны также трахиты и трахириолиты [Румянцева, 1980; Корреляция магматических ..., 1991; Суслов и др., 2002]. Основные вулканиты щегровитского комплекса представлены субщелочными умеренно-глиноземистыми, высокотитанистыми трахибазальтами с высокими содержаниями редкоземельных элементов (см. таблицу и рис 2). Показательно, что содержания REE в породах щегровитского комплекса сходны с таковыми в субщелочных оливиновых базальтах рифта Афар, входящего в систему Восточно-Африканских рифтов [Barberi, 1975].

По данным геолого-съемочных работ [Зильберман и др., 1980; Суслов и др., 2002], вулканиты и вулканогенно-осадочные породы дворецкого и шпалорезовского комплексов приурочены к верхней части керносской свиты, завершающей разрез серебрянской серии.

**Шпалорезовский комплекс** представлен в основном трахибазальтами и щелочными пикритами; подчиненную роль играют в его составе трахиты, трахириолиты, тешениты и кринаиты [Румянцева, 1980], наблюдающиеся пре-

имущественно в виде лавовых потоков и субвулканических тел. Комплекс изучен и опробован нами в обнажениях по р. Усьва, ниже бышей д. Безгодново, где среди песчаников и алевролитов керносской свиты залегают потоки и субвулканические тела подушечных миндалекаменных клинопироксен-плагиофировых и дупироксеновых трахибазальтов, трахидолеритов и субщелочных пикритов. Вулканиты шпалорезовского комплекса являются низкоглиноземистыми, высокотитанистыми породами с варьирующими содержаниями петрологически информативных элементов (см. таблицу). Спектры нормированных по хондриту REE достаточно вариабельны; содержание тяжелых редких земель (HREE) ниже, чем в щелочных базальтах рифта Афар и в океанических базальтах; легких редких земель (LREE) – несколько ниже или на уровне базальтов Афар (рис. 2). Содержание REE в пикритах выше, чем в рифтогенных базальтах Афар.

**Дворецкий комплекс** представлен трахибазальтами, щелочными пикритами, гиаломеланефелинитами, трахиандезитами, трахитами, карбонатитами и кимберлитоподобными породами [Зильберман и др., 1980, 2002; Румянцева, 1980; Суслов и др., 2002]. Характерным для данного комплекса является преобладание эксплозивных пород, слагающих жерловые фации и шлейфы вулканокластического материала, переслаивающиеся с тонкозернистыми терригенными породами. Sm-Nd и Rb-Sr определения возраста трахиандезитов дворецкого комплекса по монофракциям клинопироксенов и соответствующим валовым составам составляют  $569 \pm 42$  и  $559 \pm 16$  млн лет [Карпухина и др., 2001]. Дворецкий комплекс исследован и опробован нами в пределах закартированной С.Б. Суловым небольшой полуэродированной шлаковой вулканической постройки, расположенной на правом берегу р. Вильва, у моста, на дороге между поселками Пашия и Вильва (см. рис. 1). В серии небольших коренных выходов здесь наблюдаются шлаковые бомбовые и лапиллиевые туфы крупнопорфировых дупироксен-плагиофировых и пироксенофировых трахибазальтов с субвулканическими телами трахибазальтов и трахитов. Вулканиты залегают среди алевролитов и песчаников керносской свиты. Трахибазальты рассматриваемого комплекса – это умеренно-глиноземистые, высокотитанистые породы с высоким содержанием REE (таблица, рис. 2). Присутствие включений

Геохимические параметры и данные по абсолютному возрасту  
некоторых неопротерозойских комплексов Кваркушко-Каменногорского антиклинория

№ п.п.	Комплексы, группа пород	ΣREE г/т	Zr г/т	Rb г/т	Sr г/т	Cr г/т	La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	Zr/Nb	Ce/Y	Абс. возраст, млн лет
1	Щегровитский, трахибазальты	193-202	230-270	6-22	114-2328	56-198	5.11-5.61	11.16-11.77	1.55-1.8	Rb-Sr 671 ±24 [Ронкин, 1989]
2	Шпалорезовский, трахибазальты, меланефелиниты	102 440	153 620	3 30	169 277	218-420 27	4.86 16.54	5 8.5	1.57 4	
3	Дворецкий, трахибазальты	222-379	274-410	23-87	731-1288	70-410	8.72-10.63	3.3-3.9	3.4-4.2	Rb-Sr 569 ±42; 559 ±16 [Карлухина, 2001]
4	Кузьинский, монцогаббро	165-294	179-313	9-16	368-451	17-152	6.21-7.16	3.4-3.5	2-2.3	Rb-Sr 608 ±3; Sm-Nd 626 ±57 [Карлухина, 1999]
5	Вильвинский, пикриты, габбро, метадолериты	105 87	37-70 160	0.5-2 50	51-174 495	1315-3062 200	6.1-8.5 2.49	2.51-2.56 12.92	1.95-3.02 0.3	
6	Журавликовский, габбро	42	57	4	144	211	1.92	11.3	0.46	Метод Кобера 671 ±7.5 [Петров, 1999]
7	Европейский, гранодиориты	111	21-25	5-36	50-393	10-62	6.95	3.92	2.45	Метод Кобера 581 ±3 [Beckholm, 1999]
8	Колпаковский, метабазаальты	97	75-200	5-10	150-550	48-750	2.54	6.89	0.63	

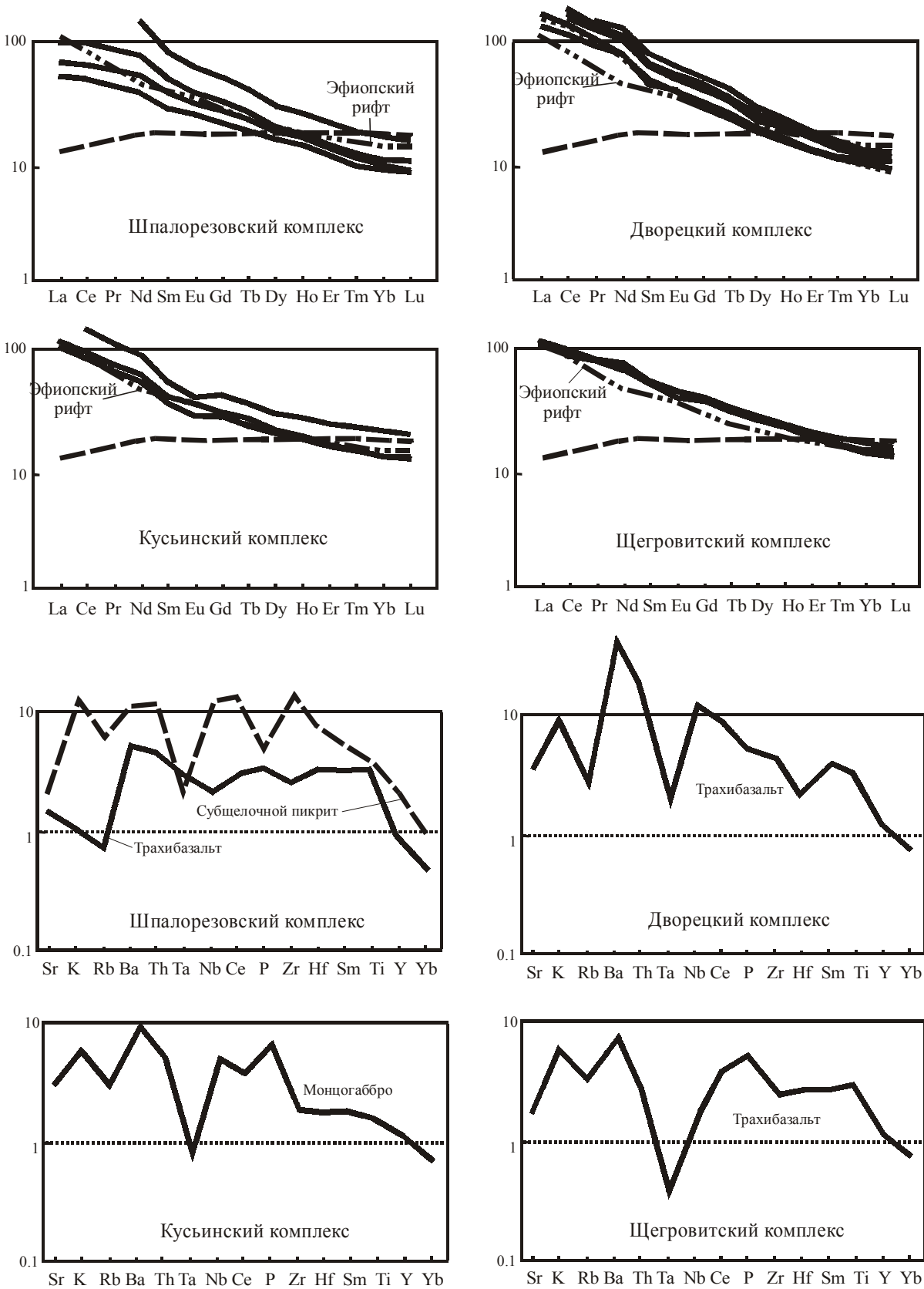


Рис. 2. Нормированные по хондриту спектры REE и спайдер-диаграммы содержаний петрологически информативных элементов, нормированных к MORB [Wedepohl, 1981] в магматических комплексах западной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория.

граната, хромдиоксида, пикроильменита, хромшпинелидов и мелких обломков алмаза [Зильберман и др., 1980] позволяет предполагать, что формирование расплавов и вынос флюидов и кристаллических включений происходил с уровня гранатовой и отчасти – алмазной фации глубинности.

**Кузьинский гинабиссальный пикрит-эссекситовый комплекс** слагает дайки и штоки, представленные пикритами, эссекситами, тешенитами и камптонитами [Зильберман и др., 2002]. Порода кузьинского комплекса прорывают отложения старопечнинской свиты сыльвицкой серии [Суслов и др., 2002]. Возраст пикритов из массива на р. Куся, определенный Rb-Sr методом по монофракциям пироксена и породе в целом, составляет  $608 \pm 3$  млн лет ( $I_{Sr} = 0.7033 \pm 3$ ), а Sm-Nd датировка щелочных габбро бассейна р. Чикман (изохрона по апатиту, клинопироксену и породе в целом) равна  $626 \pm 57$  млн лет [Карпухина и др., 1999]. Офитовые крупно- и среднезернистые массивные амфибол-клинопироксен-двуполевошпатовые монцогаббро кузьинского комплекса изучены и опробованы в пределах штока, расположенного в среднем течении р. Куся (см. рис. 1). Порода содержит магнетит, апатит и сфен. Первичные минералы часто замещены альбитом, пренимом, пумпеллиитом и хлоритом. Химический состав магматитов кузьинского комплекса сходен с составом вулканических пород дворецкого комплекса [Суслов и др., 2002], но в содержаниях редких элементов есть ряд существенных отличий (рис. 2, таблица). Содержания редкоземельных элементов сходны с таковыми в субщелочных оливиновых базальтах рифта Афар; на спектрах распределения REE наблюдаются отрицательные аномалии Eu, что, возможно, свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в промежуточном очаге. В пикритах и монцогаббро отмечено присутствие пироп-альмандинов, хромшпинелидов и мелких обломков алмаза [Зильберман и др., 2002].

**Вильвинский комплекс** представлен метаморфизованными базальтами, трахибазальтами и трахидолеритами, пикритами и субщелочными пикритами, слагающими лавовые потоки и субвулканические тела в составе вильвинской свиты венда [Зильберман и др., 2002]. Достоверные определения изотопного возраста пород вильвинского комплекса отсутствуют. Нами изучены дайковые тела мелкозернистых биотит-лейкоксен-соссюрит-актинолитовых метадолеритов, тальк-керсутит-серпентин-хло-

ритовых метапикритов и соссюритизированных и амфиболизированных клинопироксеновых габбро, расположенные в левом борту р. Койва, вблизи южной окраины пос. Теплая Гора, в поле распространения пород вильвинской свиты. По химическому составу указанные породы соответствуют пикритами, пикробазальтам, умеренно-глиноземистым, умеренно- и высокотитанистым базальтам, андезитам и трахибазальтам. Соотношение щелочей значительно варьирует – преобладают вулканиты K-Na группы, однако встречаются и существенно Na и K разности пород. Содержания REE в породах вильвинского комплекса значительно ниже, чем в расположенных западнее вендских и позднерифейских комплексах (таблица, рис. 3).

**Журавликский комплекс** представлен габбро, верлитами и гранитоидами, слагающими ряд штоков и даек в поле распространения пород вильвинской, федотовской и клыктанской свит. Изотопный возраст габбро Дублинского массива, входящего в состав журавликского комплекса, определенный методом Кобера по 2 зернам ограненных светло-розовых цирконов магматического облика, составляет  $671 \pm 7.5$  млн лет [Петров и др., 1999]. Порода журавликского комплекса претерпела зеленокаменный метаморфизм, но, как правило, в них сохраняются реликты первичных структур и минералов. Они имеют нормальную щелочность, умеренную глиноземистость, принадлежат к K-Na и K группам и соответствуют перидотитам, габбро, диоритам, гранодиоритам и низкощелочным гранитам, при преобладании габбро. Среди них могут быть выделены как низко-, так и высокотитанистые разности. Нами изучен небольшой габбровый шток, расположенный на южной окраине пос. Теплая Гора (гора Дублинский Камень), сложенный среднезернистыми массивными офитовыми амфиболизованными и соссюритизированными клинопироксеновыми габбро. Габброиды Дублинского штока отличаются своеобразием геохимических параметров: содержания REE, Zr, Sg и Rb в них низки (рис. 3, таблица), Sg и Ni, напротив, весьма значительны (211 и 141 г/т соответственно).

**Европейский гранодиорит-гранитовый комплекс** выделен в процессе геологосъемочных работ в окрестностях ж.д. ст. Европейская, расположенной между гг. Кушва и Горнозаводск [Петров и др., 1999]. Названный комплекс локализован среди поля распространения пород колпаковской свиты верхнего рифея (?). Ранее входящие в него образования описывались в

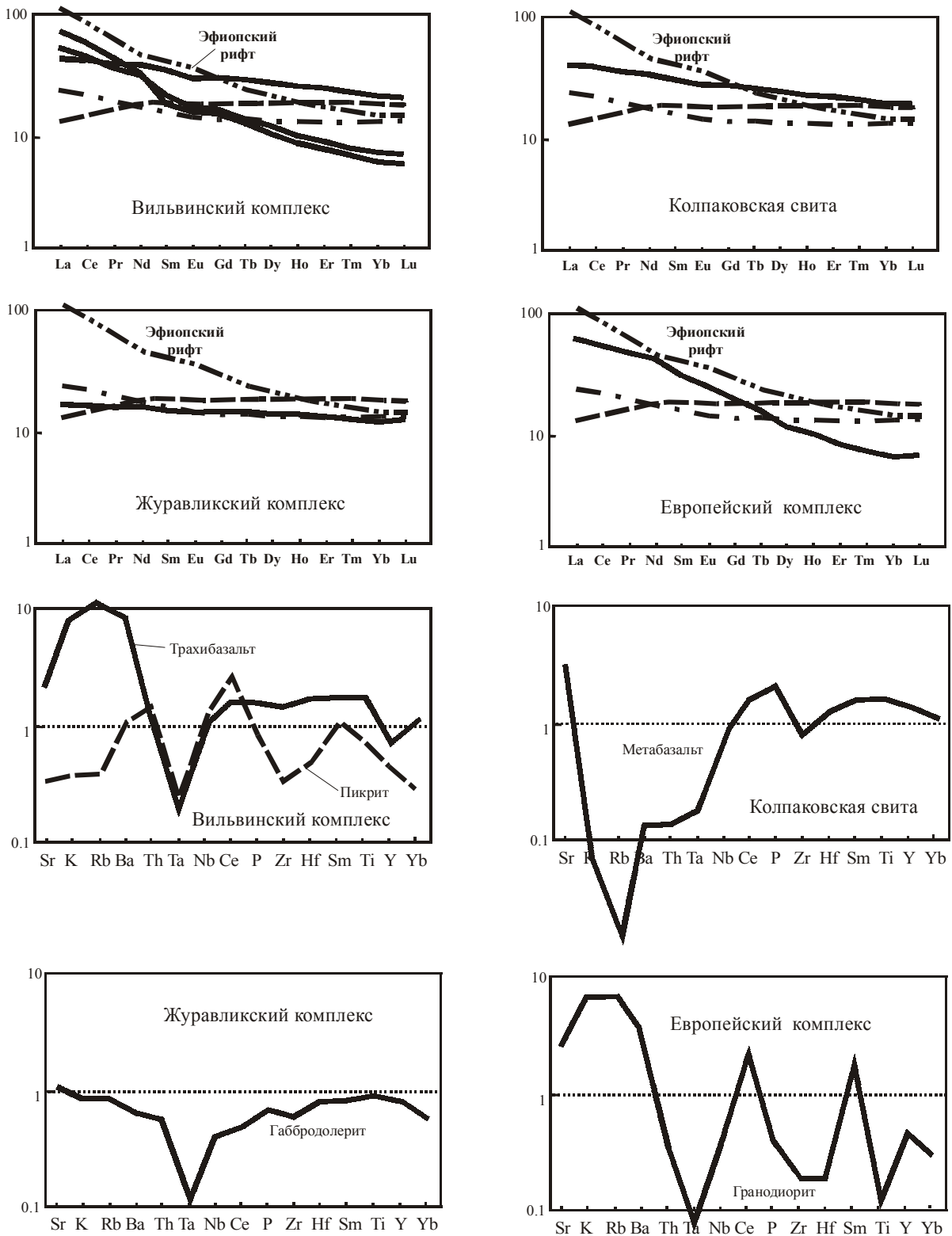


Рис. 3. Нормированные по хондриту спектры REE и спайдер-диаграммы содержаний петрологически информативных элементов, нормированных к MORB [Wedepohl, 1981] в магматических комплексах восточной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, колпаковской свиты и европейского комплекса.

составе палеозойских кокуйского и ломовского комплексов [Зильберман, 2002]. Комплекс представлен малыми интрузиями и дайками гранитов, гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения колпаковской свиты. Состав гранитоидов: кварц – 15-60 %; альбит, часто замещаемый серицитом, – 10-30 %, иногда до 60 %; микроклин, обычно альбитизированный, – 0-15 %; серицит – 5-10 %; биотит – до 3 %; хлорит, эпидот, карбонат; аксессуарные: циркон, апатит, гранат, сфен, ортит; рудные: пирит, магнетит (до 3 %), лимонит, лейкоксен. Изотопный возраст цирконов (метод Кобера) из гранитов европейского комплекса, по данным Лаборатории изотопной геологии Национального музея истории природы (Стокгольм, Швеция), составляет  $581 \pm 3$  млн лет [Beckholmen et al., 1999]. По соотношению Na и K породы европейского комплекса принадлежат к K-Na и Na сериям. Спектр нормированных по хондриту содержаний REE имеет прямолинейную крутонаклонную форму и сходен со спектрами REE метаморфизованных пикритов и габбро, распространенных в поле вильвинской свиты (таблица, рис. 3). При интерпретации обстановок формирования гранитоидов европейского комплекса необходимо учитывать, что отобранные из гранитов цирконы имели заметную неоднородность [Beckholmen et al., 1999]: в зернах, внешние части которых имеют вендский возраст, присутствуют ядра с возрастными  $2846 \pm 18$  и  $2860 \pm 33$  млн лет. Это позволяет предполагать наличие архейских комплексов в области выплавления и/или транспортировки расплавов.

Магматические породы основного состава известны также в разрезах *колпаковской свиты*, слагающей узкий клиновидный блок, ограниченный разрывными нарушениями и протягивающийся от широты пос. Висим на север, где отложения колпаковской свиты сменяются по латерали позднерифейскими толщами Ляпинско-Кутимского антиклинория. В составе свиты выделяется две подсвиты – нижняя, сложенная преимущественно мусковит-кварцевыми сланцами, и верхняя, в состав которой входят метабазалты, углеродистые сланцы и алевросланцы. Породы верхней подсвиты в большинстве случаев представлены зеленосланцевыми blastomylonитами, сформированными при региональном синскладчатом метаморфизме на уровне фации зеленых сланцев. Среди отложений колпаковской свиты широко распространены дайки метаморфизованных долеритов,

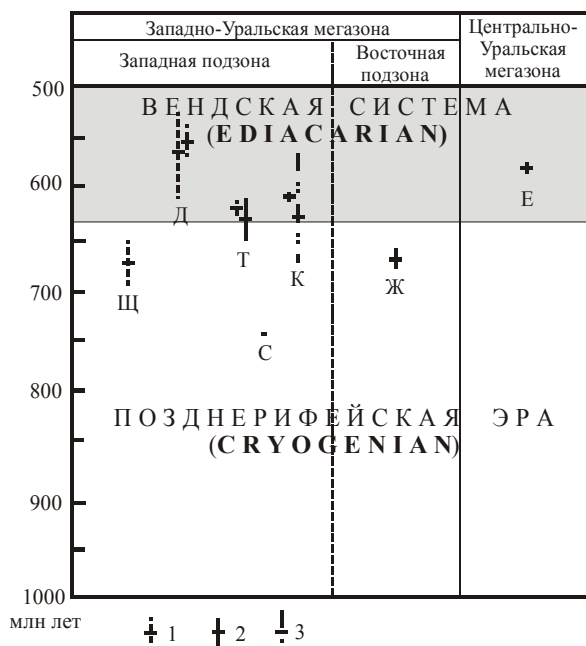
сходных по составу с метабазалтами, реже встречаются дайки пикритов, а также секущие тела (дайки и штоки) гранитоидов европейского комплекса. Возраст пород колпаковской свиты не имеет фаунистического или изотопно-геохронологического обоснования, но можно предположить, что он допалеозойский, поскольку образования свиты прорываются гранитоидами европейского комплекса, имеющими вендский возраст. Метаморфизованные базальты и долериты, присутствующие в составе верхней подсвиты колпаковской свиты, имеют нормальную щелочность и умеренную глиноземистость и принадлежат к Na и K-Na сериям; для них характерны невысокие содержания Rb и Sr (рис. 3, таблица). На дискриминационных диаграммах точки составов пород колпаковской свиты попадают в поля MOR- и внутриплитных базальтов. Спектры нормированных по хондриту содержаний REE в вулканитах имеют прямолинейную или слабо наклонную форму и располагаются между линиями составов континентальных рифтогенных и океанических базальтов. Геохимические параметры метабазалтов колпаковской свиты сходны с особенностями составов метаморфизованных долеритов вильвинского комплекса.

Обобщение имеющихся в нашем распоряжении данных по геохимии допалеозойских магматических комплексов западного склона Среднего Урала позволяет условно разделить их на две группы – первую, включающую пикрит-щелочнобазальтово-трахитовые вулканические и соответствующие им по составу гипабиссальные комплексы: дворецкий, шпалорезовский, кусьинский и щегровитский; и вторую, в состав которой входят породы субщелочных и нормально-щелочных серий – вильвинский, колпаковский, журавликский и европейский комплексы. Породы, объединяемые в первую группу, имеют содержания REE, сближающие их с щелочными базальтоидами современных континентальных рифтов (см. рис. 2), для них характерно присутствие ксенолитов высокобарических минералов – граната, хромдиоксида, пикроильменита, хромшпинелидов и мелких обломков алмаза. Вторая группа включает ультрабазит-габбровые, пикрит-базальтовые и гранитоидные серии, составы которых сходны с производными континентальных толеитовых и палингенных (?) коровых магм; эти породы содержат гораздо меньше REE по сравнению с магматитами первой группы (рис. 3), в них не отмечаются включения высокобарических ми-



нералов. Пространственно щелочнобазальтовые комплексы – производные глубинных мантийных расплавов, локализируются в районе между рр. Усьва и Койва, в западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, а менее глубинные магматиты, объединенные во вторую группу, располагаются восточнее, и, возможно, севернее его (к северу от рассматриваемого района располагаются проявления благодатского комплекса, являющегося возрастным аналогом дворцевого, но содержащего, по данным Е.В. Карпухиной [2001], значительно меньше РЗЭ). Возможно, такое распределение магматических комплексов в исследуемом районе свидетельствует о существовании в неопротерозойское время блоков литосферы различного состава и мощности. Щелочнобазальтовые магмы, сформировавшие 1 группу комплексов, вероятно, поднимались с больших глубин, захватывая ксенолиты из уровней гранатовой и, возможно, отчасти алмазной фаций глубинности верхней мантии, проникая в мощную и прочную литосферу по немногочисленным каналам в зонах крупных разломов. При этом, судя по геохимическим данным, почти не происходило смешивания с коровым материалом [Карпухина, 2001]. Вторая группа магматитов, напротив, формировалась из малоглубинных очагов в верхней мантии и коре, что, вероятно, свидетельствует о меньшей мощности и меньшей степени прочности и консолидированности литосферы.

Сводка современных данных по абсолютному возрасту магматических комплексов Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория



приведена на рис. 4. Используемые датировки не равноценны по степени достоверности, часть комплексов нуждается в дополнительном изотопно-геохронологическом изучении, тем не менее анализ этого рисунка показывает, что история допалеозойского магматизма этой структуры продолжалась, по крайней мере, от 750 до 550 млн лет. Таким образом, документируемое время существования позднерифейско-вендского мантийного плюма под образованиями современного западного склона Урала составляет около 200 млн лет.

Проведение нашего исследования выявило проблемы в увязке имеющихся изотопно-геохронологических данных и существующих схем стратиграфии, а также в корреляции магматических комплексов. В частности, по данным С.Б. Сулова [2002], монцогаббро и пикриты кусьинского комплекса, имеющие изотопный возраст 608-626 млн лет, прорывают отложения старопечнинской свиты (основание сылвицкой серии), а вулканиты дворцевого комплекса с возрастом 559-569 млн лет залегают в верхах керносской свиты, принадлежащей залегающей ниже по разрезу серебрянской серии. По-видимому, такое несоответствие вызвано как недостаточно надежными определениями изотопного возраста большинства названных выше комплексов, так и дискуссионностью стратиграфической принадлежности прорываемых ими осадочных образований.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121) и гранта «Ведущие научные школы» (НШ-85.2003.5), а также в рамках исследований по Программе Отделения наук о Земле РАН № 7 «Изотопная геология: геохронология и источники вещества».*

Рис. 4. Схема корреляции допалеозойских магматических комплексов Среднего Урала.

Интервалы времени формирования пород, установленные по результатам следующих видов изотопно-геохронологических анализов: 1 – Rb-Sr изохронного; 2 – по монофракциям и единичным зернам цирконов; 3 – Sm-Nd изохронного.

Комплексы: Щ – щегровитский [Ронкин., 1989]; Д – дворецкий [Карпухина и др., 2001]; Т – троцкий [Краснобаев и др., 1984]; С – сарановский [Сулов и др., 2002]; К – кусьинский [Карпухина и др., 1999]; Ж – журавликовский [Петров и др., 1999]; Е – европейский [Beckholmen et al., 1999].

## Список литературы

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М.* Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н.* Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // Доордовикская история Урала. Ч. 3. Вулканизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 30-46.
- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П.* Магматические комплексы пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении (Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского). Пермь: Пермский госуниверситет, 2002. С. 124-146.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского госуниверситета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 13-44.
- Иванов О.К.* Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З., Лебедев В.А.* Возраст мафит-ультрамафитового магматизма западного склона Урала (первые Sm-Nd и Rb-Sr данные) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 809-811.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З.* Петрология щелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480-503.
- Карпухина Е.В.* Геохимия ультрамафитов западного склона Урала: критерии континентального рифтогенеза // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 200-203.
- Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / Отв. ред. Ферштатер Г.Б. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 75 с.
- Краснобаев А.А., Степанов А.И., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Возраст гранитоидов троцкого массива и верхняя радиологическая граница докембрия Урала // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 128-131.
- Петров Г.А., Тристан Н.А., Зенков И.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХVIII. Объяснительная записка. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. 268 с.
- Ронкин Ю.Л.* Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988 ИГГ. Екатеринбург: УрО АН СССР, 1989. С. 107-110.
- Румянцева Н.А.* Щелочной вулканизм западного склона Урала // Доордовикская история Урала. Ч. 3. Вулканизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3-29.
- Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-ХVII. Объяснительная записка. Пермь: Пермское государственное предприятие «Геокarta», 2002. 172 с.
- Шалагинов В.В., Стефановский В.В.* Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание). Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1998.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrol. 1975. N 1. P. 65-78.
- Beckholmen M., Petrov G., Larionov A.* Rifted margins of Baltica in the Scandinavian Caledonides and the Uralides. EUG-10. Abstracts. Cambridge publications. 1999. P. 93.
- Wedepohl K.H.* Tholeiitic basalts from spreading oceanic ridges: the growth of oceanic crust. Naturwissenschaften, 1981, 68.