

обычно закладывались, возможно, в допалеозое и раннем палеозое, а с другой, - как правило, пересекают наиболее молодые юрские и меловые отложения. Нами лишь проделана попытка выделить дорудные субширотные зоны повышенной проницаемости, образовавшиеся на прогрессивном этапе, системы внутрирудных разрывных нарушений диагональных направлений регрессивного этапа и пострудные, в том числе наиболее молодые неотектонические, разрывные нарушения.

Основными структурными элементами глубинного и древнего заложения являются разрывные нарушения субширотного и северо-восточного направлений, определившие клиновидно-блоковую структуру Норгайского блока. При этом устанавливается, что внутри крупных клиновидных блоков в связи с неоднократными перемещениями одних блоков относительно других на различные амплитуды происходит более дробная дифференциация на более мелкие блоки второго порядка, а в последних на блоки еще меньшего порядка.

Известные урановорудные месторождения и рудопроявления локализируются главным образом в субширотных зонах повышенной проницаемости на определенных расстояниях от узлов их пересечения с более поздними северо-восточными нарушениями. Эмпирически установленный латеральный шаг оруденения позволяет прогнозировать урановорудную минерализацию в субширотных зонах по латерали на расстоянии 50-200 м от узла пересечения разрывных нарушений с учетом их размеров и пространственного положения.

По падению рудной зоны вертикальный размах уранового оруденения составляет не менее 1 км. Прогноз на глубину можно сделать с учетом вертикального шага оруденения в 220-250 м. Сделано предположение, что именно через такие интервалы по падению рудоносной зоны в ней появляются волнообразные флексурные перегибы с полостями отслоения, зонами дробления и брекчирования, наиболее благоприятными для локализации урановорудной минерализации.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей и напряжений //Изв. АН СССР. Сер. геоф. - 1954. - №6.
2. Заика-Новачкий В.С., Казаков А.Н. Структурный анализ и основы структурной геологии. - Киев: Вища школа. Головное изд-во, 1989.
3. Иванкин П.Ф., Назаров Н.И. Проблема восстановительного метасоматоза //Метасоматизм и рудообразование. - М., 1984.
4. Мао Юнь-ян и Мин Юн-мин. Кремнисто-известковисто-глинистые породы уранового месторождения в западном Циньлине (на китайском языке), 1988.

УДК 551.26

В.А.Душин

РИФЕЙСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Одной из специфических особенностей геологического строения Полярного Урала является относительно широкое развитие рифейских базит-гипербазитовых ассоциаций. При этом вопрос об их формационной и геодинамической принадлежности остается предметом острых дискуссий. Начиная с работ Н.А.Сирина (1962) с теми или иными вариациями, высказывается мнение о геосинклинальном характере рифейского магматизма [6]. Впоследствии, особенно после публикаций С.Н.Иванова (1977), появилась серия статей, отстаивающая активизационную субплатформенно-рифтогенную их природу [3]. Подобная диаметрально противоположная суждений сложилась прежде всего из-за недоказанности первой группой авторов наличия здесь инициальных магматитов, т.е. проявления офиолитовой ассоциации либо ее следов в рифеидах региона.

Как показали наши исследования, рифейский магматизм отчетливо подразделяется на две

группы: ранне-среднерифейский депрессионно-авлакоген-рифтогенный и средне-позднерифейский -океанически-островодужный [1,2].

В раннем - среднем рифее структурно-вещественные комплексы Полярного и Приполярного Урала являлись, по-видимому, составной частью молодой Евразийской платформы, где в это время существовал эпиконтинентальный морской бассейн, в котором накапливались терригенные (няровейская, нижняя яровейская свиты) и терригенно-карбонатные (шекуринская свита) отложения плитного комплекса. Осадконакопление сопровождалось спорадическими излияниями (Бадьявоганский, верхнекожимский комплексы), подводящими каналами которых служили грабен-рифты северо-западного (пайхойского) направления. К подобным структурам на Приполярном Урале относится Лорцемпейско-Саблинская, а на Полярном Урале - Лонготская и Тарквасьшорская грабен-синклинали.

В конце среднего рифея палеотектоническая обстановка на Полярном Урале (Собско-Едунейская структурно-формационная зона), в отличие от Приполярного и Северного (Кожимско-Тимаизская СФЗ), резко изменилась в связи с общепланетарным событием - распадом Пангеи-1 и образованием океанических бассейнов (Палеоазиатский океан) в южном (офиолиты Восточного Саяна, Северной Монголии, Забайкалья и др.) и западном (офиолиты фундамента Западно-Сибирской плиты, Енисейского кряжа) обрамлении отделившегося Сибирского кратона. Восточное обрамление Восточно-Европейской платформы, включая Тиманский кряж, Ляпинский и Маньхамбовский блоки, стали развиваться как пассивные, спорадически рифтогенные континентальные окраины вышеназванного материка. В их пределах до конца рифея включительно накапливались песчано-глинистые, иногда углеродсодержащие и карбонатные осадки пуйвинской и мороинской (маньинской) свит. Толетовый вулканизм раннего - среднего рифея сменился здесь трахибазальт-базальтовым позднего рифея. Щелочно-фемический характер вулканизма, приуроченность его к линейным трогообразным структурам, специфика эволюции от субщелочных кали-натриевых к натриевым сериям, салический геохимический спектр пород, ассоциация с субконтинентальными и мелководно-морскими осадками - все это свидетельствует об их рифтогенной природе. Подобные магматиты рифтогенного типа формировались по всему восточному обрамлению Восточно-Европейской платформы. К ним могут быть отнесены эффузивы навышенского, семибратского, шпалорезовского, кувашского и др. комплексов западного склона Среднего и Южного Урала.

Совершенно иная картина наблюдалась на Полярном Урале в пределах Собско-Едунейской СФЗ, где верхний рифей представлен осадочно-вулканогенными отложениями части няровейской, Бадямельской и еганпейской свит, формировавшихся в условиях океанического и островодужного эндогенных режимов. При этом наиболее ранние вулканы вышеперечисленных стратиграфических подразделений совместно с ассоциирующими габброидами и ультрабазитами образуют офиолитовую ассоциацию. В настоящее время эти образования наблюдаются только в аллохтонном залегании среди метаморфических толщ раннего протерозоя в Харбейском (малохарбейский комплекс), Хараматалоуском (изьякырюуский комплекс) и верхнего рифея в Еганпейско-Манитанырдском (еганпейский комплекс) блоках в пределах только Собского поперечного поднятия (рис.1). Данных о возрасте (возрасте выдвигания) ультрабазитов недостаточно. Тем не менее, учитывая залегание их в основании верхнерифейского разреза, интродуцирование серпентинитов гранитоидами верхнего рифея, галька которых содержится в конгломератах венда (р.Манюка-Яха), и наличие гальки серпентинитов в конгломератах основания верхнего кембрия-ордовика позволяют с определенной долей вероятности считать его среднепозднерифейским. Кроме того, в терригенных отложениях средней толщи няровейской свиты (р.Бадья-Юган) обнаружены фуксит и акцессорный хромит, наличие которых, по-видимому, можно связывать с эрозией ультрабазитов. Практически все массивы ассоциации приурочены к тектоническим аллохтонным зонам северо-западного направления. В составе офиолитового аллохтона, как правило, наблюдается почти полный набор пород океанической коры - от серпентинизированных гипербазитов (метадуниит-гарцбургитовая формация), полосчатых и такситовых (верхних) габброидов, океанических плагиогранитов с секущими их дайками метадиабазов до подушечных лав метаморфизованных натриевых базальтоидов (формация натриевых базальтов). Следует отметить, что нормальные стратиграфические контакты между вышеперечисленными породами практически отсутствуют. Соотношения между ними, как правило, тектонические и в большей мере, особенно при наличии осадочных клиньев, отвечают

понятию меланжевых зон либо олистостром. К наиболее крупным зонам принадлежат Манюкю-Юская, Изъякырюская и Лонготско-Минисейско-Лаптаюганская.

Первая под небольшим углом пересекает практически всю обнаженную часть Собского поднятия от западного борта кряжа Енгане-Пэ на северо-западе до среднего течения р. Соби на юго-востоке, протягиваясь в северо-западном направлении более чем на 70 км. Здесь она представлена линзообразными и четковидными телами метаультрабазитов (енганепейский комплекс) размером от десятков до сотен метров и первых километров по длинной оси. Наиболее крупный массив серпентинитового матрикса вскрывается в тальвеге ручья Янас-Кеу-Лек-Тальба. Его видимая мощность порядка 300 м и прослежена по простирацию в отдельных коренных выходах на 5 км. Контакт с вмещающими породами субсогласный тектонический, нередко с появлением в эндоконтакте ксенолитов вмещающих пород и родингитов. На северо-западе также отмечаются тектонические взаимоотношения серпентинитов с габбро-амфиболитами и плагиогранитами с развитием в эндоконтакте зоны оталькования мощностью 0,2 м. Массив в целом тектонизирован и сложен разлинзованным серпентинитом лизардит-антигоритового и антигоритового состава, образующим вокруг небольших будин массивных серпентинизированных перидотитов и габброидов структуры обтекания. Размер будин от первых дециметров до нескольких десятков метров. Серпентинит милонитизирован с многочисленными зеркалами скольжения. Часто отмечается офит, карбонат, из рудных - хромит. По руч. Туманному и Р7 Манюка-Яха обнажены более мелкие тела серпентинитов. Повсеместно в них присутствуют будинаж и развальцевание. Вмещающие породы всяческого бока либо переработаны (Р7 Манюка-Яха) с образованием зон катаклаза и тальк-карбонатных метасоматитов (до 15 м), либо остаются практически без изменения (руч. Туманный). Однако везде это интенсивно смятые в изоклинальные опрокинутые на юго-запад складки, сложенные алевропесчаниками и алевросланцами. В всячем боку (выше по «разрезу») развиты клинья габброидов и афировых базальтов, реже туффилов и алевросланцев. В основании вулканогенного разреза (верхнехарбейско-енганепейский комплекс), надстраивающего ультрабазит-габбровое основание, картируется толща афировых базальтов, превращенных в зеленые сланцы, сменяемая горизонтом подушечных лав, инъецированных диабазовыми дайками. Общая мощность вулканитов составляет 70 м при реставрируемой ширине выхода около 800 м. Размер отдельных подушек колеблется в пределах 0,2-3 м в поперечнике. Строение их скорлуповатое либо секториальное, иногда осложненное миндалекаменной текстурой, напоминает по строению типичные океанические базальты [5]. выше по разрезу залегает яшмоидно-вулканогенная толща (200 м), сложенная переслаивающимися потоками афировых и редкопорфировых базальтов с темно-серыми яшмоидами и алевролитами (10-15% разреза). С яшмоидами ассоциируют афириты с овоидной отдельностью и горизонты вариолитов.

Изъякырюская зона, включающая массивы альпинотипных гипербазитов (Изъякырюский комплекс), расположена в осевой части Хараматолоуского блока (см. рис.1). Она представлена серией сближенных тектонических швов, вытянутых в северо-западном направлении по долине р. Изъякырю почти на 25 км. При этом фиксируется возрастание мощности самой зоны и относительных размеров ультраосновных массивов, а также сопряженных с ними базальт-черносланцевых толщ в северо-западном направлении от нескольких десятков метров на крайнем юго-востоке до нескольких километров на северо-западе (верховье р. Изъякырю) в области сопряжения Хараматолоуского и Изъякырюского разломов. Здесь наиболее крупные массивы гипербазитов достигают размеров 10-15 кв.км. Они сложены серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, реже лерцолитами. Вмещающими породами чаще всего являются углеродистокремнистые сланцы, а фтаниты, метабазаальты и габбро-амфиболиты надстраивают разрез офиолитовой ассоциации. Мощность отдельных базальтовых потоков (ивтысьшорский комплекс) незначительна и измеряется первыми метрами, достигая в отдельных случаях 30-40 м. Падение пород крутое 60-70°, простираение северо-западное (310-330°). Подушечная отдельность выражена неотчетливо и затушевана дислокационным метаморфизмом. Наиболее интересные разрезы установлены в среднем и верхнем течениях р. Изъякырю и Ивтысьшор, где выходы вулканитов в плане имеют характерную форму пластин и клиньев (ширина 0,01-2 км, длина 2-30 км). Верхняя и нижняя границы тектонические. Разрез начинается с зоны будинажа, переходящей по простирацию в меланж. Отмечаются многочисленные зеркала скольжения, зоны оталькования и следы катаклаза. Мелкие тела серпентинитов (3-20 x 50-70 м) из более южных частей зоны

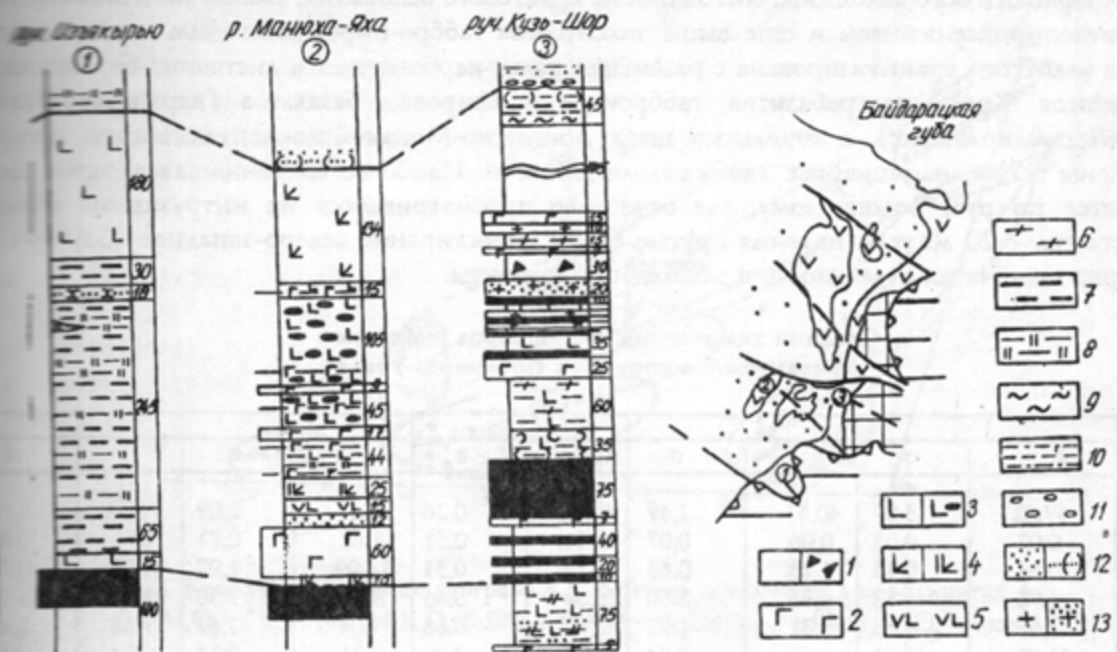


Рис. 1. Строение рифейской офиолитовой

ассоциации Полярного Урала (Собско-Едунейская структурно-формационная зона):

- 1 - Хараматолоуский блок (руч.Изьякырю), 2 - Енганепейский блок (р.Манюка-Яха), 3 - Харбейский блок (руч.Кузь-Шор). Условные обозначения: 1 - ультрабазиты метадуниит-гарцбургитовой (R)формации (а), в том числе интенсивно брекчированные (б); 2 - габбро (а), габбро-диабазы, диабазы (б); 3 - афировые базальты (а), в том числе подушечные (б); 4 - базальтовые порфириды; пироксеновые (а), пироксен-плаггиоклазовые (б); 5 - андезитобазальты; 6 - аповулканогенные сланцы; 7 - углеродисто-кремнистые сланцы; 8 - кремнистые сланцы; 9 - парасланцы; 10 - алевролиты с прослоями известняков; 11 - конгломераты; 12 - песчаники (а), в том числе вулканомикстовые (б); 13 - плаггиограниты (а), в том числе милонитизированные

первый левый приток р. Изьякырю) либо из отдельных небольших субпараллельных швов имеют как правило, линзовидную или четкообразную форму. Они залегают преимущественно среди более груботерригенных осадков, включая обрывки прослоев турбидитов (олистострома).

Гипербазиты, развитые в Харбейском блоке (малохарбейский комплекс), локализованы среди отложений няровейской и отчасти ханмейхойской свит и расположены преимущественно в северной части структуры, тяготея к оперяющим швам Харбейского и Лонготского разломов. Они трассируют сложнопостроенную, растащенную последующими дислокациями Лонготско-Минисейско-Лаптаюганскую сутуру генерализованного северо-западного направления. Отдельные массивы и группы мелких тел изредка слагают субпараллельные либо кулисообразные меланжевые зоны виргаций. Наиболее крупные тела известны на водоразделе ручьев Перевального, Медного и в верховьях р. Малый Харбей. Гипербазиты представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, развитыми сетью многочисленных тальк-карбонатных прожилков, количество которых возрастает к экзоконтакту. На водоразделе руч. Карского, Мрачного и в бассейне руч. Кузь-Шор закартирована серия сближенных субпараллельных швов северо-западной ориентировки, содержащих многочисленные «тела» ультрабазитов и входящих в систему Харбейского разлома (см.рис.1). Эти мелкие (1-35 x 30-650 м) массивы линзообразной морфологии фиксируют меланжевую зону, прослеженную почти на 30 км. Она представляет собой тектонизированную пластину (серию пластин) типа микститов, состоящую из расланцованного серпентинитового матрикса, включающего глыбы (3-5 м) мраморов, базальтов, алевролитов, углеродисто-кремнистых сланцев. Здесь же картируются тела габброидов и гранитов. Отдельные фрагменты зон напоминают метаморфизованные обвально-оползневые отложения, содержащие реликты градиционной слоистости. В районе выс. 948,6 (верховье руч. Молибденитового) закартирован

фрагмент офиолитового аллохтона, состоящий из дунитового основания, сменяемого полосчатым дунит-клинопироксенитовым и еще выше такситовым габбро-пироксенитовым комплексами. Подошва аллохтона гранитизирована с развитием тальк-карбонатных и лиственит-березитовых парагенезисов. Кроме ультрабазитов, габброидов и афировых базальтов (верхнехарьейско-енганпейский комплекс), в отдельных швах Лонготско-Минисейско-Лаптаюганской сутуры установлены блоки, насыщенные диабазовыми дайками. Наиболее сохранившаяся серия даек картируется по руч. Водопадному, где отчетливо просматривается их интрузивный облик. Мощность тел 2-20 м, углы падения крутые 60-80°, простирание северо-западное (310-330°). Характерна столбчатая отдельность и закаленные контакты.

Средний химический состав пород рифейской офиолитовой ассоциации Полярного Урала

	1		2		3		4		5	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	39,02	3,27	40,11	2,49	40,72	0,26	49,15	2,09	49,38	1,62
TiO ₂	0,02	0,02	0,06	0,07	0,41	0,51	1,62	0,71	1,97	0,60
Al ₂ O ₃	0,84	0,42	1,23	0,63	1,15	0,31	14,09	1,07	13,78	0,76
Fe ₂ O ₃	4,78	1,58	4,95	2,50	5,64	0,65	3,16	1,30	2,99	1,06
FeO	2,58	0,76	3,31	1,72	2,60	0,68	9,04	1,62	9,58	1,49
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,04	0,04	0,02	0,0	0,21	0,11	0,24	0,09
MnO	0,12	0,04	0,17	0,06	0,12	0,0	0,21	0,05	0,22	0,03
MgO	35,57	3,57	37,02	3,05	37,11	1,19	6,70	1,23	6,14	1,08
CaO	2,82	2,55	0,78	0,74	0,61	0,15	8,38	1,98	8,32	1,26
Na ₂ O	0,06	0,05	0,57	0,81	0,15	0,04	2,92	0,76	2,82	0,63
K ₂ O	0,05	0,02	0,09	0,03	0,02	0,01	0,32	0,14	0,37	0,17
ппп	14,09	2,25	11,96	1,17	11,49	1,28	3,59	1,35	3,27	0,91
Сумма	99,75		100,07		100,53		99,87	1,22	99,18	1,38
N	16		18		3		41		16	

Примечание. \bar{x} - среднее содержание, мас.%; σ - стандартное отклонение

Сerpентинизированные ультрабазиты: манюкюкский (1), малохарьейский (2), изьякырьюкский (3) комплексы; натриевые базальты (верхнехарьейско-енганпейский, ибтыгышорский комплексы) Собско-Едунейской СФЗ (4); габбро, габбро-диабазы и диабазы комплекса параллельных даек (5)

Серпентиниты и серпентинизированные ультрабазиты по своим петрохимическим особенностям являются высокомагнезиальными породами. Для них характерны очень низкие концентрации титана, щелочей, глинозема и извести (см. таблицу). В нормативном составе метаультрабазитов присутствуют диопсид (0,4-10,8%), энстатит (27-41%), тогда как содержание силикатных минералов не превышает 7%. При этом в темноватах преобладает энстатитовый и форстеритовый миналы над фассаит-фаялитовым. Средний состав антигоритовых серпентинитов отвечает гарцбургитам, реже отмечаются оливинные клинопироксениты и дуниты (рис.2). Преимущественно магнезиальный состав, низкая железистость (0,05-0,07%) и титанистость сближает метагарцбургиты формации с реститогенными мантийными ультрабазитами альпийских массивов Урала [4].

Геохимический спектр пород весьма беден. За исключением стронция, меди и серебра, все аксессуарные элементы присутствуют в нижекларковых концентрациях. Из элементов группы железа обращают на себя внимание несколько повышенные содержания хрома (1278 г/т) и никеля (944 г/т) при аномально низкой (240-260 г/т) концентрации титана и ванадия (30 г/т).

Химизм базальтов определяется принадлежностью их к толеитовой серии пород (см. таблицу). Они характеризуются несколько повышенными содержаниями кремнезема, титана (манюкюкский комплекс), закисного железа и резко пониженными концентрациями калия и отчасти глинозема. По содержанию мафических компонентов базальтоиды относятся к мезократовым разновидностям, за исключением малохарьейских габбродиабазов, принадлежащих к меланобазальтам. В их нормативном составе присутствует кварц (1,7-3%), а из темноватых минералов диопсид (13,6-14%) преобладает над энстатитом (12,2-13,5 %). Концентрация рубидия и стронция в

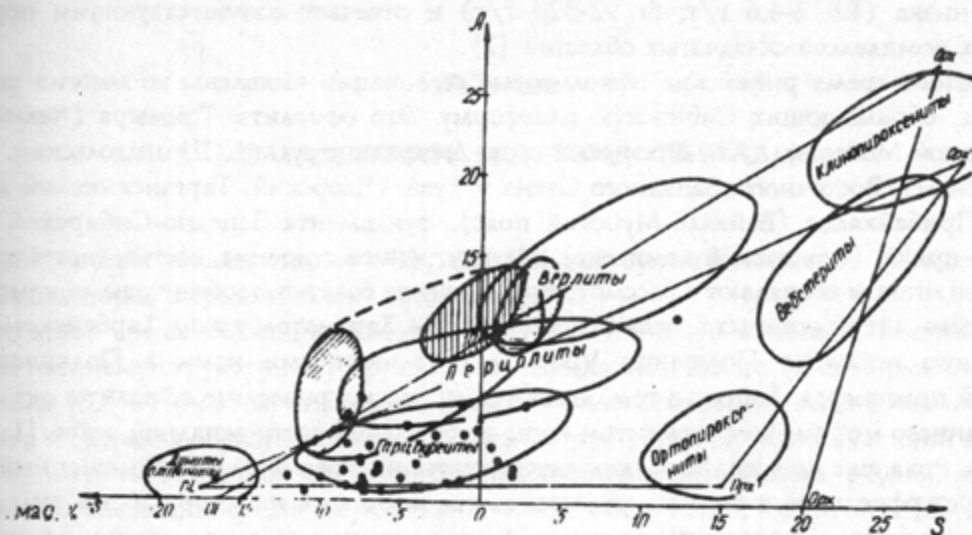


Рис.2. Классификационная диаграмма рифейских офиолитов в координатах А-S ($A-Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$; $S-SiO_2-(Fe_2O_3+Fe_2O+MgO+MnO+TiO_2)$, мас%

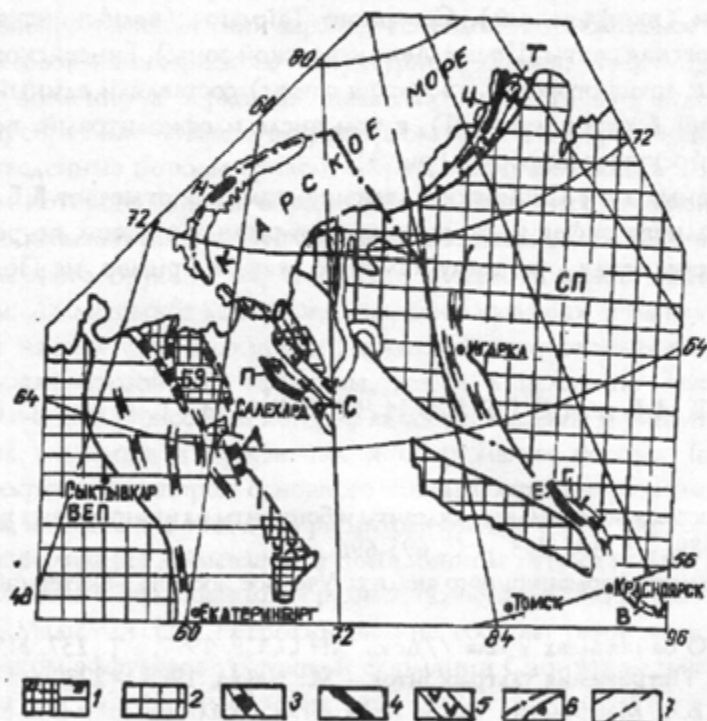


Рис.3. Схема палеотектонического районирования Северной Евразии (R-срез). (Составлена с использованием материалов В.С. Суркова, 1986; В.А.Дедеева, 1985): Условные обозначения: 1 - архейские массивы Восточно-Европейской (ВЕП) и Сибирской (СП) платформ, перекрытые верхнепротерозойским платформенным чехлом (а), в том числе области перекратонного опускания дорифейских платформ, включая шельф и континентальный склон (б); 2 - дорифейские сиалические блоки (микроконтиненты), в том числе: УХ - Уват-Ханты-Мансийский, Л - Ляпинский, БЗ - Большеземельский и др; 3 - рифтовые (высокоградиентные) зоны с преимущественным развитием трахибазальт-базальтового рифейского вулканизма; 4 - офиолитовые пояса (П - Полярноуральский, Ч - Челюскинский, Е - Енисейский, Н - Новоземельский?); 5 - островодужные контрастные и непрерывные формации (островодужные пояса и островные дуги: С - Собская, О - Оченырдакская, Е - Енисейская, В - Восточно-Саянская, Т - Таймырская); 6 - крупнейшие тектонические ограничения: а - взбросы, сбросо-сдвиги; б - взбросо-надвиги, надвиги; 7 - границы: а - архейских и протерозойских кратонов, б - предполагаемая граница Восточно-Европейской платформы

вулканитах низка (Rb 2-4,6 г/т; Sr 92-326 г/т) и отвечает соответствующим породам из офиолитовых комплексов складчатых областей [2].

В настоящее время рифейские офиолитовые ассоциации выявлены во многих складчатых сооружениях, обрамляющих Сибирскую платформу. Это офиолиты Таймыра (Челюскинский пояс), Северной Монголии (Хан-Хухэйский пояс, Джаргалантауский, Шишдгольский, Барунбаянский массивы), Восточного, Западного Саяна и Тувы (Члорский, Тарганский массивы), Северного Прибайкалья (Байкало-Муйский пояс), фундамента Западно-Сибирской плиты и Енисейского кряжа (Исаковский комплекс). Их внутреннее строение, состав, геотектоническое положение во многом совпадают с рассмотренными выше базит-гипербазитовыми комплексами установленными в гетерогенных блоках (Енганепейском, Хараматолоуском, Харбейском) Собского поперечного поднятия Полярного Урала и объединенными нами в Полярноуральский офиолитовый пояс рифея. Вопрос о том, являются ли рассматриваемые офиолиты океанической корой окраинного моря либо фрагментом коры центральной части западной ветви Палеоазиатского океана, пока еще не ясен. Во всяком случае тектонизированный и перемещенный в разной степени разрез офиолитов в регионе надстраивается мощными неоднородными андезитовыми сериями контрастного и непрерывного типов, содержащими в своем основании бониниты [1]. При этом последние отмечены пока только в Енганепейском и Хараматолоуском блоках Собского поднятия. Не исключено, что позднерифейская зона субдукции погружалась в северо-восточном направлении (в современных координатах). В результате были сформированы две субпараллельные краю карской (Сибирской) платформы и друг другу островные дуги: Собская, на коре океанического типа, и Оченгырдская, на коре переходного (континентального) типа. Эти дуги совместно с островодужными и офиолитовыми комплексами Пай-Хоя (морозовский, амдерминский), Новой Земли (якорненский), Северного Таймыра (челюскинская офиолитовая зона, дорожнинская, борзовская свиты Шренк-Ленинградской зоны), Енисейского кряжа (Исаковский комплекс, сосновская, красногорская, джурская свиты) составляли единый непрерывно-прерывистый вулканический (островодужный), в том числе и офиолитовый, пояса, обрамляющие с запада и севера Сибирскую платформу (рис.3).

Коллизия островных дуг с Сибирским континентом, как отмечает В.Е.Хайн [7], началась во второй половине позднего рифея и, по-видимому, в разных районах по-разному, а закончилась к венду или к позднему венду - раннему кембрию, как, например, на Полярном Урале.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Душгин В.А. Высокомагнезиальные андезиты и бониниты из инициальных рифеид Полярного Урала // Докл. АН СССР, 1989. - Т. 306, №3. -- С. 693-696.
2. Душгин В.А. Основы формационного анализа: Учебное пособие. - Екатеринбург: Изд. УГГГА, 1995. 100 с.
3. Иванов С.Н. О байкалидах Урала // Докл. АН СССР, 1977. - Т. 237, №5. - С. 1144-1147.
4. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов. - М.: Наука, 1983. - 223 с.
5. Матвеев В.В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. - 1993. - №4. - С. 26-36.
6. Подсосова Л.Л. Байкальский геосинклинальный этап в развитии структуры магматизма и металлогении Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1977. - 25 с.
7. Хайн В.Е., Волобуев М.И., Хайн Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестник Московского ин-та, сер.4, Геология. 1993. - № 4. С. 22-29.