

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

**Р.Г. Ибламинов, Г.В. Лебедев**

*Пермский государственный университет*

*614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15*

*E-mail: minmuseum@psu.ru*

*Поступила в редакцию 25 февраля 2004 г.*

На палеотектонической основе осуществлен формационный анализ вулканических комплексов, входящих в состав выделенных магматических ассоциаций. Рифейско-вендским обстановкам режима плитной активизации соответствуют базальт-долеритовая грабеновая и щелочно-базальтоидная рифтовая ассоциации; вендско-кембрийским плитным эпирифтовым обстановкам – базальт-долеритовая синеклизно-эмерсивная; субдукционным каледонским – офиолитовая задугового бассейна и гранитоидная островодужная; коллизионной каледонской – монзонит-сиенитовая; плитным эпикаледонским – базальт-долеритовая и щелочно-базальтоидная; плитной эпигерцинской – базальт-долеритовая. Внутри ассоциаций комплексы объединены в магматические формации.

Ключевые слова: *палеотектоника, вулканические комплексы, магматические формации, ассоциации, Западный Урал.*

## VOLCANIC COMPLEXES OF MAGMATIC FORMATIONS OF THE MIDDLE AND NORTHERN URALS WESTERN SLOPE

**R.G. Iblaminov, G.V. Lebedev**

*Perm State University*

Formational analysis of magmatic complexes is made on the paleotectonic basis. Riphean basalt-dolerite association corresponds graben situation; Vendian alumin -basalt association belongs to rifting; Vend-Cambrian basalt-dolerite association accumulated in epirifting plate environments; ophiolitic backarc basin and granitic island arc association corresponds Caledonian subduction; monzonite-syenite belongs to Caledonian collision conditions; basalt-dolerite and alumin-basalt accumulated during Epicaledonian plate stage. Magmatic formations are distinguished into the associations.

Key words: *paleotectonics, volcanic complexes, magmatic formations, associations, Western Urals.*

Территория Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской внешней зоны складчатости в пределах Северного и Среднего Урала характеризуется большим вещественным и возрастным разнообразием магматических горных пород. Исследование условий их формирования, объединение пород в магматические комплексы, формации и ассоциации имеет как теоретическое, так и практическое значение, особенно для целей геологического

картирования и решения минерагенических задач. Большой вклад в выделение и описание магматических комплексов Западного Урала внесли пермские геологи-съемщики, однако наиболее крупные обобщения по этой проблеме были сделаны Н.П. Старковым [1980] и А.М. Зильберманом [1996]. А.М. Зильберман отмечал, что большие трудности возникают при объединении отдельных магматических тел в комплексы, определении их возраста, корреля-

ции, что обусловлено нахождением магматитов обычно среди «немых» толщ и отсутствием надежных определений абсолютного возраста. Вопросы формационного анализа комплексов рассмотрены в обобщающей работе сотрудников ВСЕГЕИ [Магматические..., 1979]. Авторы настоящей статьи руководствовались именно этой работой при выборе наименованных выделенных формаций, как это рекомендует «Петрографический кодекс».

Потребность в корректировке схемы корреляции магматических комплексов, составленной А.М. Зильберманом, в уточнении их формационной принадлежности и выделении магматических ассоциаций возникла в связи с необходимостью создания формационной основы для минерагенической карты западного склона Северного и Среднего Урала масштаба 1 : 200 000 и появлением новых данных. Для решения этой задачи, наряду с традиционными петрографическим и структурно-формационными методами, в качестве основного был использован палеотектонический метод, учитывающий соответствие формаций геодинамическим режимам и обстановкам их образования [Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. В основу выполненных авторами [Ибламинов, Лебедев, 1999] палеотектонических построений были положены результаты формационного анализа осадочных и метаосадочных толщ, осуществленного Ф.А. Курбацкой [1985, 1997]. Построения корректировались по данным формационного анализа магматических пород в целом [Ибламинов, Лебедев, 2001] и рудноформационного анализа месторождений и проявлений полезных ископаемых. Чтобы показать место вулканических комплексов в истории магматизма региона, в статье рассматриваются в самом общем виде и плутонические комплексы.

Комплексный анализ геологической информации об исследуемой территории позволил в интервале времени от среднего рифея до кайнозоя выделить восемь палеотектонических режимов, подразделенных на обстановки (табл. 1). Каждому режиму, в пределах которого имели место магматические процессы, поставлена в соответствие определенная совокупность ассоциаций магматических горных пород (формационный ряд), а времени смены обстановок – магматическая ассоциация, включающая несколько формаций. В свою очередь, магматические формации объединяют один или несколько магматических комплексов. Сами

же комплексы включают тела магматических горных пород, близкие по составу и тектоническому положению.

Судя по наиболее древним горным породам региона, образующим циклический ряд метаосадочных формаций, относимый к среднему-позднему рифею, в это время существовала грабеновая обстановка плитной рифей-вендской активизации. С нею достаточно условно можно связать образование **базальт-долеритовой ассоциации**, состоящей из одноименной формации. **Базальт-долеритовая формация** рифея включает дресвянский трахибазальтовый комплекс в составе рассольнинской свиты Полюдово-Колчимского антиклинория (ПКА) Западно-Уральской зоны складчатости (ЗУЗС) и велсовский метадолерит-метабазальтовый комплекс в составе велсовской свиты Верхнепечорско-Кутимского антиклинория (ВКА) Центрально-Уральского поднятия (ЦУП) (рис. 1). Позднерифейский возраст формации определяется стратиграфическим положением перечисленных свит. *Дресвянский трахибазальтовый комплекс* представлен линзами туфов и туфобрекчий трахибазальтов с обломками пикритов и трахитов, приуроченными к кровле рассольнинской свиты. Он начинается разрез карбостромово-переходносланцевой формации рифея, однако большинство исследователей в последние годы склоняются к мнению о секущем положении пород комплекса и его более молодом возрасте. Также проблематичным является включение в формацию *велсовского метадолерит-метабазальтового комплекса*, расположенного в виде компактной толщи мощностью до 150-200 м преимущественно в южной части ВКА. Детальные исследования В.Я. Алексеева и Г.Г. Морозова [1999] показали, что нижняя черносланцевая часть велсовской свиты может быть сопоставлена с муравьиной свитой среднего рифея, а верхняя вулканогенная, имеющая с нижней тектонический контакт, – с чувальской. Последняя по фаунистическим остаткам датируется средним-поздним ордовиком. В схеме корреляции магматических комплексов А.М. Зильбермана характеризуемый комплекс входил в состав верхневишерского, в который он включал магматиты велсовской и чувальской свит.

Рифтовой обстановке режима плитной активизации конца позднего рифея-начала позднего венда отвечает спарагмитовая вулканогенно-осадочная надформация, слагающая

## Палеотектонические режимы и обстановки, магматические ассоциации и формации западного склона Северного и Среднего Урала

Режим	Обстановка	Возраст	Ассоциация	Формация
Плитный эпигерцинский с мезозойской активизацией	Эмерсивная	$P_2kz-KZ$	Базальт-долеритовая ( $T_1$ )	Базальт-долеритовая
Коллизионный позднегерцинский	Надвигового пояса; краевого прогиба	$P_{1ar}-P_{2u}$		
Плитный эпикаледонский (герцинской пассивной окраины) с периодами активизации	Инундационная	$C_2-P_{1s}$	Щелочно-базальтоидная ( $C_{1-2}$ )	Щелочно-ультрамафитовая Сиенит-габбровая
	Трансгрессивная	$D_{2ps}-C_1$	Базальт-долеритовая ( $D_{1-3}$ )	Базальт-долеритовая
	Эмерсивная	$D_{1tk}-D_{2cs}$		
Коллизионный каледонский	Сутурной зоны	$S_2-D_1$	Монцонит-сиенитовая ( $D_1$ )	Монцонит-сиенитовая
Субдукционный каледонский	Островной дуги	$O_2^2-S_1$	Гранитоидная островодужная ( $S_1$ )	Риолит-дацитовая
	Задугового бассейна			Офиолитовая задугового бассейна и островной дуги ( $O_{2-3}$ )
			Континентальной окраины	
Спрединговый каледонский	Пассивной окраины	$E_3^3-O_2^1$		
Плитный эпибайкальский	Эмерсивная	$E_1-E_3^2$	Базальт-долеритовая ( $V_2^2-E$ )	Базальт-долеритовая
	Синеклизная	$V_{2ck}-V_{2us}$		Долерит-пикритовая
Плитной активизации	Рифтовая	$R_3^3-V_2^1$	Щелочно-базальтоидная ( $R_3^3-V_1$ )	Щелочно-ультрамафитовая ( $V_1$ )
		Грабеновая		$R_2-R_3^2$
			Трахибазальтовая ( $R_3^3-V_1$ )	
			Базальт-долеритовая ( $R_3$ )	Базальт-долеритовая

большую часть Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (ККМА) Центрально-Уральского поднятия. Она включает магматиты **щелочно-базальтоидной ассоциации**, объединяющей следующие формации: нижнюю трахибазальтовую (щегровицкий, вильвенский, журавликский и троицкий комплексы), гарц-

бургит-ортопироксенит-норитовую (сарановский комплекс) и верхнюю щелочно-ультрамафитовую (дворецкий, шпалорезовский и благодатский комплексы).

**Трахибазальтовая формация** представлена преимущественно вулканическими комплексами основания и нижней части разреза

спарагмитовой надформации. Среди них к наиболее ранним может быть отнесен *щегровитский метатрахит-метатрахибазальтовый комплекс*, располагающийся в западной части ККМА. Породы комплекса слагают мощную 700-метровую толщу. С.Б. Суслов и В.Н. Зорин [1999] указывают на горячий контакт пород комплекса с нижележащей усьвинской свитой верхнего рифея и на наличие галек его вулканитов среди отложений танинской свиты нижнего венда. Это позволяет датировать возраст комплекса концом позднего рифея-началом раннего венда. В комплекс входят лавы, лаво- и туфобрекчии трахибазальтов и трахитов, а также базальтов, плагиобазальтов, мелатрахибазальтов и кварцевых латитов. Стратиграфически выше пород щегровитского комплекса залегают породы *вильвенского трахибазальт-базальтового комплекса*. Его полный разрез находится в восточной части ККМА среди тер-

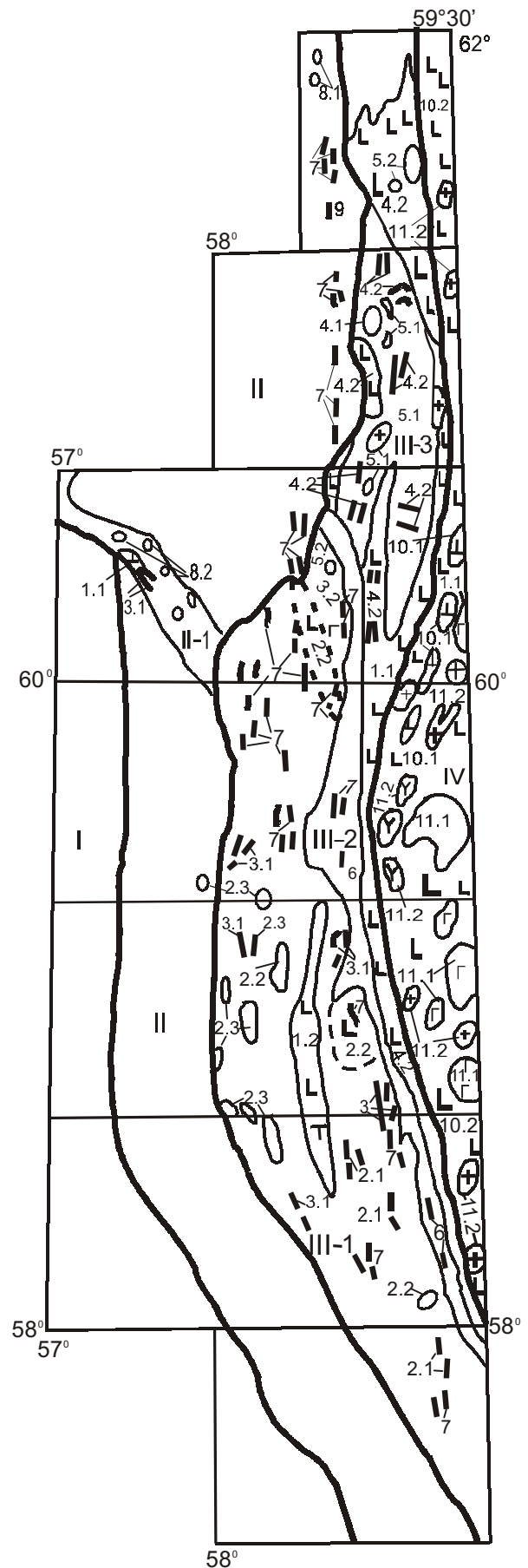


Рис. 1. Схема размещения магматических формаций западного склона Северного и Среднего Урала.

Тектонические структуры: I – Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская зона складчатости: II-1 – Полудово-Колчимский антиклинорий; III – Центрально-Уральское поднятие: III-1 – Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, III-2 – Улсовско-Висимский мегасинклинорий, III-3 – Верхнепечорско-Кутимский антиклинорий; IV – Тагильский мегасинклинорий.

Магматические ассоциации и формации: 1 – базальт-долеритовая ( $R_3$ ); 2 – щелочно-базальтоидная ( $R_3^3-V_1$ ): 2.1 – гарцбургит-ортопироксенит-норитовая ( $V_1$ ), 2.2 – трахибазальтовая ( $R_3^3-V_1$ ), 2.3 – щелочно-ультрамафитовая ( $V_1$ ); 3 – базальт-долеритовая ( $V_2^2-E$ ): 3.1 – долерит-пикритовая ( $V_2^2-E$ ), 3.2 – базальт-долеритовая ( $V_2^2-E$ ); 4 – офиолитовая задугового бассейна и островной дуги ( $O_{2,3}$ ): 4.1 – дунит-перидотитовая ( $O_{2,3}$ ), 4.2 – натриевых базальтов ( $O_{2,3}$ ); 5 – гранитоидная островодужная ( $S_1$ ): 5.1 – лейкогранитовая ( $S_1$ ), 5.2 – риолит-дацитовая ( $S_1$ ); 6 – монзонит-сиенитовая ( $D_1$ ); 7 – базальт-долеритовая ( $D_{1,3}$ ); 8 – щелочно-базальтоидная ( $C_{1,2}$ ): 8.1 – сиенит-габбровая ( $C_{1,2}$ ), 8.2 – щелочно-ультрамафитовая ( $C_{1,2}$ ); 9 – базальт-долеритовая ( $T_1$ ); 10 – офиолитовая ( $O_{1,3}$ ): 10.1 – дунит-перидотитовая ( $O_{1,2}$ ), 10.2 – натриевых базальтов ( $O_{1,3}$ ); 11 – плагиогранит-дунит-клинопироксенит-габбровая ( $O_3-D_1$ ): 11.1 – дунит-клинопироксенит-габбровая ( $O_3-S_1$ ), 11.2 – габбро-диорит-плагиогранитовая ( $S_1-D_1$ ).

ригенных пород одноименной свиты. Здесь общая мощность комплекса достигает 300 м. Комплекс представлен базальтами, трахибазальтами, их туфами и туффитами. Наличие в составе щегровитского и вильвенского комплексов трахибазальтов, положение их в единой структурно-формационной зоне ККМА, рифтогенный характер как самих магматитов, так и вмещающих преимущественно терригенных пород, позволяют отнести их к трахибазальтовой формации, характерной именно для таких палеотектонических обстановок. К описываемой формации, с большой долей условности, могут быть отнесены плутонические тела журавликского и троцкого комплексов. Интрузивные тела *журавликского верлит-габбро-кварцевосиенитового комплекса* располагаются в восточной прибортовой части Кваркушко-Каменногорского палеорифта. Комплекс включает в себя Журавликский массив, Линевские тела и тела Дублинского массива. Журавликский массив представляет собой интрузию центрального типа, сложенную габброидами, содержащими линзовидные тела клинопироксенитов и верлитов. Габброиды прорваны кольцевыми и полукольцевыми телами кварцевых сиенитов. По химическому составу среди габброидов выделяются нормальное габбро, монцогаббро, эссексит, габбро-диорит и диорит. Все породы подвергнуты интенсивным постмагматическим и метаморфическим изменениям. В журавликский комплекс включены мелкие тела гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов Линевского участка, расположенные севернее в аналогичной тектонической позиции, а также выделявшиеся ранее в самостоятельный дублинский комплекс уралитовые габбро-долериты Дублинского массива. Формирование журавликского комплекса происходило на границе между поздне- и ранневильвенским временем венда, поскольку гальки кварцевых сиенит-порфиоров, аналогичные журавликским, обнаружены в верхневильвенских и танинских конгломератах [Суслов, Зорин, 1999]. *Троцкий комплекс щелочных граносиенитов* [Леонов-Вендровский, Старков, 1967] представлен одноименной интрузией щелочных граносиенитов. Массив расположен в приосевой части ККМА близ западной границы опущенного и переработанного блока фундамента. Он имеет активные контакты с танинской свитой нижнего венда. Пользуясь определением абсолютного возраста Rb-Sr методом в  $620 \pm 18$  лет, А.М. Зильбер-

ман отнес время его образования к рубежу раннего и позднего венда. Нами не исключается, что массив мог сформироваться и позднее, а именно, в силуре, в связи с каледонской субдукцией и развитием задугового рифта.

**Гарцбургит-ортопироксенит-норитовая формация** объединяет плутонические тела *сарановского габбро-анортозит-дунит-гарцбургитового комплекса*. Детальное описание комплекса приведено в работе О.К. Иванова [1990], который включает в его состав массивы одноименного пояса, состоящего из двух полос: западной (Сарановская группа массивов) и восточной (три небольших тела Кырминской группы, два – Воронковской, два – Ашкинской и несколько тел Шишимской). Отнесение массивов последней группы к сарановскому комплексу является спорным. По мнению С.Б. Сулова, в него следует также включать Шакюревский массив. Для комплекса характерны небольшие тела расслоенных серпентинизированных гипербазитов (преимущественно дунитов и гарцбургитов), содержащих пластообразные залежи хромшпинелидов. Эти тела залегают среди пород рифея и нижнего венда. Причем, Кырминские и Воронковские тела располагаются в породах клыктанской свиты ( $R_3$  kl), Клыктанское – в федотовской ( $R_3$  fd), Ашкинские – на границе клыктанской и федотовской, Сарановские – на границе федотовской и вильвенской ( $V_1$  vl), а Шакюревский массив – среди пород нижневильвенской подсвиты. С.Б. Сулов и В.Н. Зорин [1999] считают, что формирование комплекса происходило на границе между ранне- и поздневильвенским временем раннего венда, поскольку Сарановский массив залегают среди нижневильвенской подсвиты, а в конгломератах верхневильвенской обнаружены гальки хромшпинелидов, флогопитсодержащих оталькованных дунитов, серпентинитов и хлоритизированных пикритов. Не исключено и позднерифейское время образования комплекса [Ибламинов, 2002].

**Щелочно-ультрамафитовая формация** выделена на основании последних исследований петрографического состава пород, сделанных С.Б. Суловым. Она включает в себя три вулканических комплекса, залегающих друг за другом в следующей стратиграфической последовательности: дворецкий, шпалорезовский и благодатский. Тела магматических пород *дворецкого авгитит-трахибазальтового комплекса* дискретно размещаются в западной части



ККМА среди отложений койвинской свиты ( $V_1kv$ ) [Зильберман и др., 2002], являющейся аналогом верхней части разреза вильвенской свиты, развитой в восточной части зоны. Комплекс представлен эруптивными аппаратами трещинного и центрального типа (диатремами), толщами лав и туфов. Аппараты сложены брекчиями гиаломеланефелинитов (авгититов), трахибазальтов, реже лимбургитов, пикритов, пикробазальтов, обломками вмещающих и глубинных пород. Диатремы в диаметре достигают 500 м. В разрезе вулканогенно-осадочной толщи преобладают туфы и туфобрекчии трахибазальтов, причем в нижней части они сопровождаются обломками преимущественно пикробазальтов и пикритов, а в верхней – авгититов, пикритов, трахитов и рудных пироксенитов. Встречаются также небольшие жильные тела эссекситов, камптонитов, альбититов. По стратиграфическому положению эффузивных и эффузивно-осадочных пород комплекс датируется нижним вендом. В книге [Магматические..., 1979] описываемый комплекс отнесен к трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой рифтогенной формации. Хотя ранее Н.А. Румянцева [1977] считала, что присутствие в нормативном составе пород нефелина, высокое содержание Ti, а также Zr, Nb, Ta, TR позволяют относить дворецкий комплекс к щелочно-базальтоидной формации (по Ю.А. Кузнецову), получившей в поздних изданиях название щелочно-ультрамафитовой. Стратиграфически выше вулканитов дворецкого комплекса, также в западной части ККМА, в верхах керносской свиты ( $V_1kr$ ) располагаются подушечные лавы трахибазальтов и силлы эссекситов, пикродолеритов, кринанитов, объединяемых в *шпалорезовский трахибазальтовый комплекс*. Комплекс был выделен Н.А. Румянцевой, которая отнесла его к самостоятельной трахибазальтовой формации [Магматические..., 1979]. Материалы геолого-съёмочных работ, проведенных С.Б. Суловым, свидетельствуют о возможности залегания дворецкого комплекса также в составе керносской свиты. Поэтому вулканиты дворецкого и шпалорезовского комплексов могут оказаться одновозрастными. Западнее дворецкого и стратиграфически выше шпалорезовского располагается прерывистая полоса вулканитов *благодатского пикрит-трахибазальтового комплекса*, фиксирующая западный борт Кваркушско-Каменногорского палеорифта и соответственно ККМА. В составе

комплекса присутствуют лавовые и эксплозивные образования. Лавы трахибазальтов сопровождаются туфами и туфобрекчиями пикритов и пикротрахибазальтов, а также телами карбонатитов [Зильберман, 1996]. В эксплозивных образованиях обнаружены карбонатиты, кимберлиты, ксенолиты гранатовых лерцолитов и пироксенитов, хромистые пиропы [Чайковский, 1999]. Вулканиты комплекса залегают среди верхнекерносской подсвиты нижнего венда, чем и определяется их возраст. Заканчивая характеристику магматических пород щелочно-базальтоидной ассоциации, необходимо еще раз подчеркнуть, что ее вулканиты являются составной частью вулканогенно-осадочной спарагмитовой надформации, фиксирующей рифтовую обстановку раннего венда. При этом следует обратить внимание на приуроченность эксплозивных образований к прибортовым частям Кваркушско-Каменногорского палеорифта, контроль их размещения поперечными и диагональными структурами.

Во второй половине позднего венда режим плитной рифей-вендской активизации сменяется плитным, и рифтовая обстановка переходит в синеклизную (см. табл. 1), которая фиксируется флишоидно-молассоидной осадочной формацией позднего венда, а затем – в эмерсивную кембрийскую, отложения которой отсутствуют. Скорее всего, именно эмерсивной обстановке отвечает **базальт-долеритовая ассоциация**, включающая долерит-пикритовую (кусьинско-промысловский, красновишерский комплексы) [Магматические..., 1979] и базальт-долеритовую (кваркушский комплекс) формации.

*Долерит-пикритовая формация* представлена двумя гипабиссальными комплексами: кусьинско-промысловским и красновишерским. Наибольшим распространением пользуется *кусьинско-промысловский пикрит-эссекситовый комплекс*, выделенный под этим названием А.М. Зильберманом и Е.М. Чернышовой в 1975 г. Небольшие тела (дайки, силлы, штоки) комплекса протягиваются двумя полосами вдоль западного и восточного контактов площади развития пород спарагмитовой формации, фиксируя прибортовые части Кваркушско-Каменногорского палеорифта. Отдельные тела встречаются и в его внутренней зоне. Полоса распространения выходов тел комплекса в западной части ККМА пространственно совпадает с площадями выходов тел благодатского

комплекса (Семеновские, Танчихинские, Кузьинские тела), что свидетельствует о тесной связи вулканогенных пород щелочно-ультрамафитовой формации и гиабиссальных пород рассматриваемой долерит-пикритовой. Магматические тела комплекса имеют интрузивные контакты с верхнерифейскими, ниже- и верхневендскими породами. Поэтому нижнюю возрастную границу комплекса целесообразно проводить в низах позднего венда с продолжением возраста до кембрия, как датировал этот комплекс и А. М. Зильберман. Кузьинско-промысловский комплекс представлен в основном эссекитами и пикритами, встречаются также тешениты и камптониты. В восточной полосе в комплекс были включены щелочные породы ряда мельтейгита-якупирангита, карбонатиты и сиениты. По нашему мнению, первые два типа пород могут принадлежать к вышеописанной щелочно-ультрамафитовой формации, а сиениты – к верхнесеребрянскому девонскому комплексу монзонит-сиенитовой формации. *Красновишерский пикрит-эссекитовый комплекс* распространен в пределах ПКА Западно-Уральской зоны складчатости и, по-видимому, синхронен кузьинско-промысловскому. Он сложен небольшими дайками и штоками субщелочных долеритов и пикродолеритов.

**Базальт-долеритовая формация** представлена *кваркушским метагаббро-долеритовым комплексом*, дайки и линзовидные тела которого располагаются в северной части ККМА и секут рифтогенные образования спарагмитовой надформации, датируемой концом позднего рифея-началом позднего венда. Комплекс сложен габбро-долеритами и долеритами, в качестве дифференциатов встречаются пикродолериты и пикриты. Породы метаморфизованы до фации зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов.

Базальт-долеритовая формация завершает магматизм позднего протерозоя, связанного с планетарными обстановками внутриплитной тектоники, а именно с группой платформенных режимов. Среди этой группы режимов в регионе особую роль играл режим внутриконтинентальной активизации с обстановкой континентального рифта. Этой обстановке отвечает присущая ей щелочно-базальтоидная ассоциация, включающая гарцбургит-ортопироксенит-норитовую, трахибазальтовую и щелочно-ультрамафитовую формации. Последовавшему за режимом активизации плитному режиму от-

вечает базальт-долеритовая ассоциация, долерит-пикритовая формация которой, по-видимому, образовалась в переходную синеклизную, а собственно базальт-долеритовая – в эмерсивную стадию.

В конце кембрия плитный режим начал осложняться активными тектоническими процессами, связанными с раскрытием Уральского палеоокеана. Наступил спрединговый каледонский режим, фиксируемый терригенно-вулканогенной базальной надформацией, с океаническими обстановками в Тагильской мегазоне, свидетельством которых является **офиолитовая ассоциация** Тагильского мегасинклинория (ТМС), в которую традиционно включают *дунит-перидотитовую формацию* нижнего-среднего ордовика, представленную салатимским дунит-гарцбургитовым комплексом, и *формацию натриевых базальтов* нижнего-верхнего ордовика. Последняя в нижней части представлена саранхапнерско-хомасьинским метабазальтовым, а в верхней – мариинско-выйско-пальничнинским комплексом натриевых базальтов, а также кривинским (по В.В. Шалагинову) метагаббро-гранитоидным, ранее именовавшимся диабазовым (табл. 2). Нижний *саранхапнерско-хомасьинский комплекс* сложен метабазальтами, туфами, туффитами, которые переслаиваются с терригенными породами, входящими в состав саранхапнерской свиты нижнего-среднего ордовика и хомасьинской свиты среднего ордовика. В состав комплекса входят также дайки долеритов и габбро-долеритов. Породы рассматриваемого комплекса располагаются в самой западной части ТМС между Главным Уральским разломом и ориентированной к нему под острым углом полосой развития тел гипербазитов Салатимского пояса. *Мариинско-выйско-пальничнинский комплекс* развит в виде субмеридиональной полосы восточнее Салатимского пояса. Он сложен метабазальтами, туфами базальтов, входящими в состав пальничнинской свиты или нижневыйской подсвиты среднего ордовика, а также метабазальтами, андезитами, трахибазальтами мариинской свиты и верхневыйской подсвиты верхнего ордовика. Что касается *кривинского комплекса*, то он представлен дайковыми и штокообразными телами долеритов среди базальтов мариинско-выйско-пальничнинского комплекса.

Процесс раннекаледонского спрединга в Тагильской мегазоне обусловил общее погру-

Палеотектонические режимы и обстановки, магматические ассоциации и формации западной части Тагильской мегазоны, примыкающей к Центрально-Уральской мегазоне Северного и Среднего Урала

Режим	Обстановка	Возраст	Ассоциация	Формация
Плитный эпигерцинский с мезозойской активизацией	Эмерсивная	P <sub>2</sub> kz-KZ		
Коллизионный позднегерцинский	Сутурной зоны	P <sub>1a</sub> -P <sub>2u</sub>		
Плитный эпикаледонский (периокеанический герцинский)	Инундационная	C <sub>2</sub> -P <sub>1s</sub>		
	Трансгрессивная	D <sub>2</sub> ps-C <sub>1</sub>		
Коллизионный каледонский	Сутурной зоны	D <sub>1</sub> tk-D <sub>2</sub> cs (?)		
Субдукционный каледонский	Островодужная	O <sub>3</sub> -D <sub>1</sub>	Плагиигранит-дунит-клинопироксенит-габбровая (O <sub>3</sub> - D <sub>1</sub> )	Габбро-диорит-плагиигранитовая (S <sub>1</sub> -D <sub>1</sub> )
				Дунит-клинопироксенит-габбровая (O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub> )
Спрединговый каледонский	Океаническая	Є <sub>3</sub> <sup>3</sup> -O <sub>3</sub>	Офиолитовая (O <sub>1-3</sub> )	Натриевых базальтов (O <sub>1-3</sub> )
				Дунит-перидотитовая (O <sub>1-2</sub> )

жение восточной окраины Европейского континента, смену эмерсивной обстановки плитного режима кембрия на трансгрессивную обстановку пассивной окраины и образование пород верхнекембрийско-среднеордовикской базальной терригенной субформации терригенно-вулканогенной надформации. Вероятно, в середине среднего ордовика связанное со спредингом движение океанической плиты в сторону Европейского континента привело к ее крутой субдукции с образованием островной дуги и задугового бассейна [Ибламинов, Лебедев, 1999]. Режим каледонской субдукции среднего ордовика-раннего силура наиболее явно проявился в пределах Верхнепечорско-Колпаковской (ВКЗ) и Улсовско-Висимской (УВЗ) структурно-формационных зон. Именно он обусловил активизацию магматических процессов в этих зонах. Причем ВКЗ можно рассматривать как реликт Верхнепечорско-Колпаковской островной дуги, а УВЗ – как реликт Вишерско-Висимского задугового бассейна. Субдукционному режиму в целом отвечает карбонатно-терригенно-вулканогенная надформация.

Обстановку задугового бассейна субдукционного режима фиксирует **офиолитовая ассоциация задугового бассейна и островной дуги**, состоящая из двух формаций: дунит-перидотитовой (вишерский комплекс) и натриевых базальтов (чувальский и колпаковский вулканические, чурольский, ишеримский, антипинский и подпоровский плутонические комплексы и расьинская интрузия).

**Дунит-перидотитовая формация УВЗ** представлена *вишерским клинопироксенит-дунит-перидотитовым комплексом*, который включает Мойвинскую интрузию, расположенную в восточной части зоны, и ряд мелких тел в ее центральной части в бассейне р. Улс. Все породы, слагающие тела комплекса, практически полностью серпентинизированы. По данным Д.В. Черепановой и др. [1995], Мойвинская интрузия в виде пластообразного тела залегает среди пород хапхарской свиты нижне-среднего ордовика. Она грубо расслоена и состоит из серпентинизированных дунитов, гарцбургитов и клинопироксенитов. В дунитах встречаются линзы родингитов.



**Формация натриевых базальтов** имеет широкое развитие в пределах ВКА. Среди входящих в нее вулканических комплексов наиболее распространенным является *чувальский метабазальтовый*. Наименование чувальский дано комплексу вулканических и гипабиссальных пород, входящих преимущественно в состав одноименной свиты, которая ранее относилась к верхнему рифею. Находки фауны [Алексеев, Морозов, 1999] позволили существенно уточнить возраст свиты: в настоящее время он датируется средним-поздним ордовиком. Ранее А.М. Зильберман описываемые вулканиды разделял на два комплекса: курыксарский средне-верхнеордовикский с петротипом на хр. Курыксар и верхневишерский метадолерит-метабазальтовый предположительно верхнего рифея. Нами в чувальский комплекс объединены все вулканиды одноименной свиты, а также вулканиды ниолсовской свиты среднего-верхнего ордовика. В состав комплекса входят лавы базальтов, их туфы и туффиты, а также силлы метадолеритов, среди которых по петрохимическому составу выделяются, с одной стороны, более основные дифференциаты, отвечающие пикриту и пикробазальту, а с другой – более кислые, отвечающие андезибазальту, плагиодациту и андезиту. Породы подвергнуты зеленосланцевым изменениям. Отметим, что Н.А. Румянцева [Магматические..., 1979] также относил чувальский комплекс (который тогда считался рифейским) к формации натриевых базальтов. На южном продолжении ВКА, выделяемом в Колпаковский блок, метабазальты залегают в составе колпаковской свиты. Они включены в одноименный (*колпаковский*) комплекс, представленный базальтами натриевого типа, их туфами и туффитами. По характеру залегания и вещественному составу он является полным аналогом чувальского комплекса, поэтому мы датируем его также средним-поздним ордовиком. Распространенные в северной части ВКА силлы метадолеритов и покровы метабазальтов, входящие в чувальский комплекс, к югу сменяются силлами, линзовидными телами, реже дайками и штоками долеритов и габбро-долеритов, иногда габбро и пироксенитов, измененными до фации зеленых сланцев. Они залегают среди преимущественно терригенных пород расынской, мойвинской, муравьинской свит среднего рифея и, главным образом, среди пород ишеримской свиты верхнего рифея, имея с ними активные

контакты. Перечисленные магматические тела объединены в *ишеримский метагаббро-долеритовый комплекс*. Возрастное положение комплекса является дискуссионным. А.М. Зильберман датировал его верхним рифеем. Однако близость петрохимического состава [Чайковский, 1994] и похожая тектоническая позиция чувальского и ишеримского комплексов позволяют и породы ишеримского относить к среднему-верхнему ордовику. Кроме того, важным фактом для датировки возраста комплекса является то, что в конгломератах хапхарской свиты нижнего-среднего ордовика, содержащих гальки кварцитопесчаников ишеримской свиты и вмещающей силлы одноименного комплекса, гальки габбро-долеритов не обнаружены. В состав комплекса условно включена также расслоенная интрузия горы Юбрьшка, ранее выделявшаяся в самостоятельный комплекс, возраст которой может оказаться рифейским. Она сложена амфиболизированными пироксенитами, содержащими пластообразную залежь вкрапленных титаномагнетитовых руд. Вулканические породы чувальского и ишеримского комплексов секутся дайками метаморфизованных габбро-долеритов *чурольского комплекса*, ранее датируемого вендом. Однако в соответствии с изменением представлений о возрасте чувальской свиты и чурольский комплекс также может быть отнесен к среднему-верхнему ордовику. Тем более, что, по данным Б.В. Клименко, дайковые тела комплекса секут породы среднего ордовика. Составной частью описываемой формации является *антипинский метапикритовый комплекс*, представленный небольшими дайковыми телами пикритов нормального петрохимического ряда, измененными до хлоритовой породы. Тела пикритов залегают среди чувальской свиты и, по-видимому, являются дифференциатами ее вулканидов. Дифференциатами базальтоидов колпаковского комплекса, очевидно, являются *метапикриты подпоровского комплекса*.

Другой обстановке субдукционного режима – обстановке островной дуги – отвечает **гранитоидная островодужная ассоциация**, включающая две формации: лейкогранитовую (мойвинский, посьмакский, молебнинский, ломовский комплексы) и риолит-дацитовую (саклаимсорский и кваркушко-мартайский комплексы). Все магматические комплексы ассоциации достаточно условно отнесены к нижнему силуру, когда, по нашему мнению, имела

место вторая половина субдукционного режима. Вместе с тем, возрастные рамки их формирования могут быть расширены от позднего ордовика до позднего силура. Ранее им давались возрастные датировки от кембрия до среднего карбона [Чайковский, Андреичев, 2001]. Однако эти датировки не подтверждаются палеотектоническими данными. Кроме того, доордовиковскому возрасту противоречат активные контакты ряда интрузий с ордовикскими отложениями.

Тела гранитоидов, отнесенных к *лейкогранитовой формации*, вытянуты в виде цепочек субмеридионального простирания преимущественно в западной и восточной частях ВКА. Тела западной полосы объединены в *мойвинский лейкогранит-гранодиорит-гранитовый комплекс*. Они располагаются в единой тектонической позиции, тяготея к зоне Мойвинско-Кутимского разлома. Отдельные тела гранитоидов имеют активные контакты с хапхарской свитой нижнего-среднего ордовика. Комплекс, по нашему мнению, должен включать Мойвинскую интрузию, состоящую из двух тел: Северного тела роговообманковых гранодиоритов и биотит-амфиболовых гранитов и Южного тела биотитовых гранитов и лейкогранитов, содержащих жилы аплитов и пегматитов [Старков и др., 1967]; Велсовскую интрузию биотитовых гранитов и лейкогранитов [Клименко, 2000] и Шудьинскую интрузию лейкогранитов. Дискуссионным в схеме магматизма является положение биотитовых гранитов Велсовского массива, которые А.М. Зильберман выделял в самостоятельный велсовский лейкогранит-гранитовый комплекс вместе с Шудьинской интрузией и датировал его нижним кембрием. Кембрийского возраста биотитовых гранитов придерживается и Б.В. Клименко [2000], несмотря на то, что лейкограниты указанного массива он датирует средним-верхним ордовиком по активному контакту с отложениями этого возраста. И.И. Чайковский и В.Л. Андреичев [2001] датируют велсовские граниты и лейкограниты ранним карбоном. В восточной части ВКА среди чувальской свиты располагаются длинное узкое субмеридионально вытянутое тело гранитоидов Посьмакской интрузии и два более мелких тела, прилегающих к ней, описанные Н.П. Старковым [1966]. Они объединены нами в *посьмакский гранитовый комплекс*, представленный альбитизированными биотитовыми гранит-порфирами. По содержанию петроген-

ных элементов породы принадлежат к риодацитам и лейкогранитам-трахириолитам натриевого типа щелочности [Чайковский, 1994]. Севернее, в этой же полосе, располагается группа небольших дайкообразных тел граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, называемая Широковской. Еще севернее находится группа Молебнинских тел в виде даек и силлов гранит-порфиров и граносиенит-порфиров. Петрохимически они относятся к кварцевым монцодиоритам (латитам) и низкощелочным гранитам-риодацитам натриевого типа щелочности [Чайковский, 1994]. Обе группы тел малых интрузий объединены А.М. Зильберманом в *молебнинский комплекс плагиогранитов-щелочных сиенитов*. В южной части ВКА среди пород колпаковской свиты размещаются мелкие дайки и жильные тела гранитов и плагиогранитов, объединяемых в *ломовский гранитовый комплекс*. По петрохимическим особенностям породы соответствуют гранитам, плагиогранитам и плагиолейкогранитам нормального ряда.

Заканчивая характеристику комплексов лейкогранитовой формации, следует отметить, что наряду с общими чертами, в частности единой редкометалльной специализацией, между ними существуют и определенные отличия. Так, по данным И.И. Чайковского [1994], гранитоиды восточной полосы, куда входят молебнинский, посьмакский и ломовский комплексы, характеризуются мантийно-базальтоидной генетической ассоциацией и принадлежат к монцонитовому (гибридному) петрохимическому ряду, а гранитоиды мойвинского комплекса, расположенные в западной части ВКА, отличаются коровой генетической ассоциацией и принадлежат к петрохимическому ряду палингенных известково-щелочных плюмазитовых гранитов. Указанные отличия могут быть объяснены различным положением комплексов относительно зоны палеосубдукции, располагавшейся близ восточной полосы гранитоидов, и не противоречат известной петрохимической зональности субдукционных зон [Зоненшайн, Кузьмин, 1992].

*Риолит-дацитовая формация* объединяет тела кислых вулканитов саклаимсорского и кваркушско-мартайского комплексов, тесно связанных с субдукционными гранитоидами лейкогранитовой формации. Наиболее крупные и изученные тела, расположенные в восточной части ВКА, объединены в *саклаимсорский риолит-дацитовый комплекс*. В него включены

магматиты массива Саклаимсори и расположенного юго-западнее его массива Хальсория, залегающие среди чувальской свиты ордовика. Массив Саклаимсори сложен телами риолитов, риодацитов, реже дацитов, переходящих в лейкогранит-порфиры, гранит-порфиры; имеется также тело кварцевых латитов с монцонитовой структурой, которое А.М. Зильберман помещал в верхневишерский комплекс рифея. По химическому составу породы относятся к нормальному ряду с натриевым типом щелочности [Чайковский, 1994]. Силлообразные залежи массива Хальсория сложены плагиодацитами и тоналит-порфирами базальтоидного ряда. Условно в комплекс включено тело риолитов горы Муравей. *Кваркушко-мартайский комплекс* представлен небольшими субвулканическими телами ультракалиевых риолитов, одно из которых расположено на р. Федоровская Мартайка в приосевой части ВКА, а другое – на хр. Кваркуш в приосевой части ККМА.

Существование пород гранитоидной ассоциации в ВКЗ и преобладание в ней риолитов и гранитов с лейкогранитовыми дифференциатами объясняется энсиалическим составом фундамента Верхнепечорско-Колпаковской островной палеодуги, являвшейся частью Печоро-Баренцевоморской плиты, ранее аккрецированной к Русской.

В позднем силуре-раннем девоне произошло аккрецирование Верхнепечорско-Колпаковской островодужной зоны к Европейскому континенту. Каледонская коллизия в системе континент–дуга была относительно слабой и обусловила образование пород вулканогенно-органогенно-карбонатной надформации. С нею можно связать образование **монцонит-сиенитовой ассоциации**, представленной одноименной формацией, включающей один *верхнесеребрянский сиенит-трахидолеритовый комплекс*. Большинство интрузивных тел комплекса находятся в бассейне р. Серебряной в пределах УВМС среди карбонатно-терригенных пород ордовика-силура, поэтому возраст их датируется девоном. Это дайки и невыясненной формы тела преимущественно трахидолеритов, реже кварцевых сиенит-порфиров и щелочных сиенит-порфиров с дифференциатами до субщелочных гранитов, претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. В комплекс включено также дайковое тело кварцевых сиенит-порфиров на р. Кырь, расположенное севернее, в западном борту УВМС.

Если описанные выше процессы магматизма, связанные с крутой каледонской субдукцией в сторону Европейского континента, происходили во временном интервале средний ордовик-ранний силур, а связанные с каледонской коллизией – в интервале поздний силур-ранний девон, то в Тагильской мегазоне в среднем ордовике еще продолжал существовать спрединговый режим, который только в конце позднего ордовика сменился на субдукционный. В мегазоне установилась островодужная обстановка, которая продолжалась, по-видимому, до начала девона. Отражением существования такой обстановки является наличие магматических пород **плагиогранит-дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации**, представленной в западной части ТМС дунит-клинопироксенит-габбровой формацией Платиноносного пояса и габбро-диорит-плагиогранитовой формацией (см. табл. 2).

**Дунит-клинопироксенит-габбровая формация**, согласно В.В. Шалагинову, включает в себя два комплекса: качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый и тагило-кытлымский габбро-норитовый, возраст которых соответствует позднему ордовику-раннему силуру. В описании массивов, сделанных О.К. Ивановым [1997], время их образования датируется поздним силуром-ранним девоном и связывается с островодужной стадией формирования складчатой области. К.С. Иванов и др. [1999] считают, что массивы Платиноносного пояса имеют раннесилурийский возраст, а точнее, что их образование приходится на границу лландовери и венлока.

**Габбро-диорит-плагиогранитовая формация** объединяет интрузивные породы, располагающиеся восточнее Главного Уральского разлома (ГУР) в западной части ТМС. На самом западе мегазоны близ ГУР в виде редкой цепочки небольших интрузий гранитов, имеющей субмеридиональное простирание, протягивается *ольвинский диорит-гранитовый комплекс*. Интрузии, преимущественно гранитов, реже плагиогранитов и диоритов, располагаются между ГУР и Салатимским поясом гипер-базитов, залегая среди саранхапнерской и хомасьинской свит нижнего-среднего ордовика. Несколько восточнее, в западном обрамлении Косьвинского и Кытлымского массивов, в виде дугообразной в плане цепочки, ориентировка которой явно указывает на связь с формированием названных массивов, располага-

ются небольшие дайкообразные тела *тылайского комплекса кварцевых сиенит-порфиров*, описанного Б.В. Клименко. Они прорывают мариинскую свиту верхнего ордовика. Еще восточнее, в полосе распространения интрузий Платиноносного пояса, также среди мариинской свиты располагаются тела гранитоидов, ранее объединявшиеся в *карпушихинский габбро-плагиогранитовый комплекс* нижнего силура. Они отличаются от двух вышеописанных комплексов преобладанием плагиогранитов, более крупными размерами, более изометричной в плане формой, хотя встречаются и дайкообразные тела. В южной части территории, где Салатимский пояс косо подходит к ГУР и исчезает, тела гранитоидов карпушихинского комплекса непосредственно примыкают к этому разлому и протягиваются вдоль него, залегая среди мариинской свиты верхнего ордовика. Не исключено, что некоторые тела южной части территории распространения комплекса, прилегающей к ГУР, принадлежат ольвинскому комплексу. Нам представляется, что формирование гранитоидов происходило, скорее всего, в силуре в связи с завершением формирования Платиноносного пояса. Об этом же может свидетельствовать залегание гранитоидов среди мариинской свиты верхнего ордовика. Кроме того, представляется спорной возможность формирования гранитов в ордовике, когда существовал спрединговый режим и происходило образование формации натриевых базальтов. Восточнее полосы распространения кривинского комплекса на описываемой территории (см. рис. 1) встречаются отдельные интрузивные тела пород, относимые к *верхнетагильскому габбро-диорит-гранодиоритовому* и *кушвинскому габбро-сиенитовому комплексам*.

Характеризуя габбро-диорит-плагиогранитовую формацию западной части Тагильского мегасинклинория в целом, можно предположить, что образование расположенного на крайнем западе структуры ольвинского диорит-гранитового комплекса, скорее всего, было связано с субдукцией в сторону Европейского континента. Сами же граниты, залегающие западнее Салатимского пояса альпинотипных гипербазитов, могут рассматриваться как надсубдукционные образования аккреционной призм. Расположенные же восточнее Салатимского пояса и сменяющие друг друга в восточном направлении комплексы: тылайский

кварцевых сиенит-порфиров, петропавловский габбро-плагиогранитовый, верхнетагильский габбро-диорит-гранодиоритовый и кушвинский габбро-сиенитовый – обязаны своим образованием миграции зоны субдукции в восточном направлении. Об этом же может свидетельствовать изменение в пространстве возраста комплексов. Исходя из изложенного, ольвинский комплекс гранитоидов в принципе может быть помещен в лейкогранитовую формацию гранитоидной островодужной ассоциации. Кроме того, может быть объяснено различие состава гранитоидов гранитоидной островодужной ассоциации ВКА и плагиогранит-дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации западной части ТМС. Оно связано с различием субстратов островных дуг. Если Верхнепечорско-Колпаковская зона развивалась как дуга энсиалического типа, то Тагильская – как дуга энсиматического типа. После аккреции Верхнепечорско-Колпаковской дуги к Европейскому континенту, по-видимому, произошло аккретирование и Тагильской дуги, что, скорее всего, было обусловлено дальнейшим развитием Уральского палеоокеана в связи с герцинским спредингом, имевшим место в Восточно-Уральской мегазоне.

Вслед за каледонской коллизией на описываемой территории наступил плитный эпикаледонский режим герцинской пассивной окраины, который сопровождался эпохами тектоно-магматической активизации. Начальная палеотектоническая обстановка режима была эмерсивной, на что указывает региональный предтактинский перерыв в эмссе. Она продолжалась до середины среднего девона (по чешлавское время включительно) и отличалась платформенным магматизмом девонской **базальт-долеритовой ассоциации**, включающей одноименную **базальт-долеритовую формацию**. В составе формации выделены три комплекса: усьвинский, лыпьянский и ильчский. Комплексы представлены дайковыми телами, вытянутыми в виде субмеридиональной полосы, протягивающейся вдоль западной границы опущенного и переработанного, по нашим представлениям, в каледонское время блока фундамента. В структуре чехла *усьвинский габбро-долеритовый комплекс* протягивается в виде системы даек и изометричных в плане тел преимущественно в осевой части ККМА. Тела сложены долеритами, габбро-долеритами, габбро-диоритами. По нормативно-



му составу большинство пород попадает в поле кварцевых толеитов, реже оливиновых толеитов. Вмещающими являются породы верхнего рифея-нижнего силура. А.М. Зильберман датировал комплекс верхним силуром-нижним девоном. Но поскольку силурийские палеотектонические обстановки были не благоприятны для формирования комплекса и, кроме того, в нем отсутствуют метаморфические преобразования, которые могли бы быть обусловлены существовавшими в силуре обстановками, мы датировем комплекс нижним девоном. Северным продолжением полосы интрузий усвинского комплекса уже за пределами ККМА является полоса даек, реже силлов, *лыпинского габбро-долеритового комплекса*. Она распространена преимущественно в пределах Кожимо-Вишерской структуры ЗУЗС и частично в западном борту ВКА. По петрохимическому составу наиболее распространенными являются аналоги долеритов и оливиновых долеритов. Породы комплекса имеют активные контакты с породами рифея, ордовика и верхнего силура, чем и определяется их нижнедевонский возраст. Практически полная аналогия состава, возраста и тектонического положения позволяют усвинский и лыпинский комплексы объединить и рассматривать как единый. В самой северной части описываемой территории чуть западнее полосы распространения даек лыпинского комплекса среди пород нижнего девона отмечаются отдельные дайки габбро-долеритов и долеритов, объединяемых в *илычский комплекс*. Возраст илычского комплекса не противоречит данным о проявлении траппового магматизма в пределах Печорской плиты, максимум которого приходится на ранне-франское время [Ехлаков и др., 2000].

Начиная с пашийского времени среднего девона, территория вступила в трансгрессивную стадию плитного режима, продолжавшуюся до конца раннего карбона и фиксируемую терригенно-рифогенной угленосной формацией. Вслед за ней наступила инундационная стадия, в которую происходило образование рифогенно-биогермной битуминозной формации. По-видимому, к смене трансгрессивной обстановки на инундационную, т.е. к предбашкирскому перерыву в осадконакоплении, приурочено становление пород **щелочно-базальтоидной ассоциации**, включающей две формации: сиенит-габбровую и щелочно-ультрамафитовую.

**Сиенит-габбровая формация** представлена *ельминским габбро-монцонит-граносиенитовым комплексом* бимодального состава, плутонические тела которого находятся в северной части полосы распространения пород лыпинского и илычского комплексов. Тела комплекса располагаются в самой северной части описываемой территории – в Кожимо-Вишерской структуре Печорской плиты – и прорывают нижне-среднедевонские отложения. По О.А. Кондиайн и др., они имеют пласто- и штокообразную форму и состоят из микрогаббро-диоритов, габбро-диоритов, кварцевых диоритов, диорит-монцонитов, граносиенитов и субщелочных гранитов. Указанные авторы датировали комплекс нижним карбоном.

**Щелочно-ультрамафитовая формация** выявлена в последние годы [Рыбальченко и др., 1997] и находится в стадии изучения. Она представлена *полюдово-ксенофонтовским комплексом*. Породы комплекса установлены в пределах ПКА, расположенного на сочленении Русской и Печорской плит. Ф.А. Курбацкая [2000] здесь выделяет Полюдово-Ксенофонтовскую петрографическую провинцию эксплозивно-инъекционных магматитов лампроит-лампрофирового ряда. В состав комплекса входят следующие разновидности пород: «песчаные» и «непесчаные» туфы, туфолавы, спекшиеся туфы, оливин-флогопитовые порфиновые породы, доломитизированные аполавы, трахибазальтовые лавы, оливиновые лавы, серпентин-хлоритовые туффизито-брекчии, щелочные породы типа лейцититов, щелочные сиениты. Возраст комплекса дается условно как граница между нижним и средним карбоном.

В конце сакмарского века плитный режим сменился коллизионным. В результате Западно-Уральская и Центрально-Уральская мегазоны, а также Тагильская образовали единый надвиговый пояс, в пределах которого магматизм, по-видимому, отсутствовал или был весьма слабым, что, как нам представляется, было обусловлено смещением центров собственно герцинского магматизма далеко на восток в связи с перескоком зоны субдукции. После герцинской коллизии тектонический режим вновь меняется на плитный, но уже эпигерцинский, продолжающийся и поныне с преобладанием преимущественно эмерсивных обстановок.

Плитный эпигерцинский режим, по-видимому, прерывался периодами тектоно-магматической активизации, свидетельством чему

может быть наличие нижнетриасового *тимаизского долеритового комплекса базальт-долеритовой формации* на Печорской плите. Единичные тела тимаизского комплекса располагаются в северной части описываемой территории близ тел ильчского габбро-долеритового.

Таким образом, в геологической истории территории западного склона Среднего и Северного Урала и прилегающей части восточного склона центры магматизма последовательно смещались в восточном направлении. *Первый*, наиболее древний центр располагался в современном структурном плане в восточной прибортовой части Русской плиты в пределах Кваркушско-Каменногорской структурно-формационной зоны. Он обязан своим происхождением вендской активизации платформы, приведшей к появлению рифтовой обстановки с присущей ей щелочно-базальтоидной магматической ассоциацией. Существование в дальнейшем плитного эпирифтового режима осложнялось тектоно-магматической активизацией, связанной, скорее всего, с началом спрединга в Тагильской мегазоне, во время которого во второй половине венда-кембрии преимущественно в прибортовой части вендского палеорифта сформировались малые интрузии пород базальт-долеритовой ассоциации. Следующая, девонская, активизация, обусловленная герцинскими событиями, снова привела к образованию преимущественно дайкового комплекса пород базальт-долеритовой ассоциации. *Второй*, раннепалеозойский, центр магматизма располагался восточнее в пределах Улсовско-Висимской и Верхнепечорско-Кутимской зон, и был связан с крутой каледонской субдукцией (средний ордовик-нижний силур) под Европейский континент. Он характеризовался наличием пород двух ассоциаций: офиолитовой задугового бассейна и гранитоидной островодужной энсиалического типа. Не исключено, что в это время происходила также магматическая активизация Кваркушско-Каменногорского палеорифта под воздействием процессов, протекавших в Улсовско-Висимской и Верхнепечорско-Кутимской зонах. В Улсовско-Висимской зоне отмечаются проявления коллизионного магматизма (монзонит-сиенитовая ассоциация). *Третий* центр магматизма находился на востоке описываемой территории в пределах Тагильской мегазоны, тектоническое развитие которой предопределило протекание процессов магматизма на окраине Европейско-

го континента. Результатом процессов спрединга явилось образование пород офиолитовой ассоциации, а субдукции – плагиогранит-дуниит-клинопироксенит-габбровой. Магматизм плитного эпикаледонского режима в пределах современной территории Западного Урала носил рассеянный характер и был связан с периодами тектоно-магматической активизации. Большинство проявлений магматизма базальт-долеритовой ассоциации тяготеет к западной границе переработанного фундамента и в современном структурном плане образует сквозную субмеридиональную полосу в приосевой части ККМА и в Кожимо-Вишерской структуре. Проявления же магматизма щелочно-базальтоидной ассоциации тяготеют к прибортовым участкам палеорифтов вендского заложения.

Предложенная схема магматических ассоциаций и формаций составлена на основе палеотектонического анализа территории и положения магматитов в современном структурном плане. Она требует уточнения и доработки с учетом данных о составе магматитов, составе терригенного материала вмещающих осадочных пород и современных методов определения абсолютного возраста.

Авторы признательны и выражают искреннюю благодарность А.М. Зильберману, С.Б. Суслову и Б.В. Клименко за консультацию, Г.Г. Морозову за помощь и поддержку, а Н.А. Румянцевой за конструктивную критику настоящего обобщения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке ФУГСП «Геокарта-Пермь», проект 14/95.*

### Список литературы

*Алексеев В.Я., Морозов Г.Г.* Дополнение к схеме стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 181-183.

*Ехлаков Ю.А., Горбачев В.И., Карасева Т.В. и др.* Геологическое строение и нефтегазоносность глубокозалегающих отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Пермь: КамНИИ-КИГС, 2000. 330 с.

*Зильберман А.М.* Некоторые вопросы корреляции магматических комплексов западного Урала (на примере Северного и Среднего Урала) // Моделирование геологических систем и процессов. Пермь: Пермский госуниверситет, 1996. С. 46-49.

- Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П.* Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: Пермь: Пермский госуниверситет, 2002. С. 124-146.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
- Ибламинов Р.Г.* Геологическая история Сарановского месторождения хромовых руд – отражение истории развития региона // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Пермский госуниверситет, 2002. С. 229-247.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Палеозойская палеотектоника западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 1999. Вып. 3. С. 11-20.
- Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 13-44.
- Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др.* Платиноносный пояс Урала. Путеводитель. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 95 с.
- Иванов О.К.* Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990. 243 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Уральского госуниверситета, 1997. 488 с.
- Клименко Б.В.* Граниты А-типа бассейна р. Велс // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. науч.-практ. конф. Пермь: Пермский госуниверситет. 2000. С. 32-37.
- Курбацкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии. Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 1985. 38 с.
- Курбацкая Ф.А.* К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского университета. Геология. 1997. Вып. 4. С. 27-30.
- Курбацкая Ф.А.* Сопоставление геолого-тектонической позиции эксплозивно-инъекционных магматитов Полуодово-Колчимского антиклинория, Верхне-Ухтымской антиклинали и Ксенофоновского поднятия // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Пермский госуниверситет, 2000. С. 26-32.
- Леонов-Вендровский В.Л., Старков Н.П.* Геология и петрохимические особенности щелочных граносиенитов Троицкого массива на западном склоне Среднего Урала // Геология и петрография Западного Урала. вып. IV. Уч. зап. Пермского университета. 1967. № 182. С. 98-109.
- Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 318 с.; Т. 2. 279 с.
- Румянцева Н.А.* О классификации эффузивных пород // Зап. ВМО. 1977. Сер. 2. Ч. 106. Вып. 1. С. 53-61.
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др.* О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 1. С. 90-93.
- Старков Н.П.* Рифейско-палеозойские магматические комплексы западного склона Среднего и Северного Урала // Доордовикская история Урала. Т. 5. Доордовикский магматизм. (препринт). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 31-61.
- Старков Н.П., Ибламинов Р.Г., Попов И.Б.* Геология, петрография и геохимия гранитоидов Мойвинского массива на западном склоне Северного Урала // Геология и петрография Западного Урала. вып. IV. Уч. зап. Пермского университета. № 182. 1967. С. 63-97.
- Сулов С.Б., Зорин В.Н.* К вопросу о возрасте некоторых магматических комплексов западного склона Среднего Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века. Пермь: Пермский госуниверситет, 1999. С. 66-70.
- Чайковский И.И.* Новая схема магматизма западного склона Северного Урала. // Вестник Пермского университета. Геология. 1994. Вып. 3. С. 93-101.
- Чайковский И.И.* Тектоника и магматизм южной части Ляпинско-Кутимского мегантиклинория // Вестник Пермского университета. Геология. 1997. Вып. 4. С. 31-42.
- Чайковский И.И.* Кимберлит-карбонатитовая ликвация в вулканитах горы Благодать // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермский госуниверситет, 1999. С. 56-59.
- Чайковский И.И., Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология гранитоидов Вишерского Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 129-137.
- Черепанова Д.В., Ваулина Т.Э., Коротков И.В.* Мойвинский комплекс расслоенных ультрамафитов // Современные проблемы геологии Западного Урала: Тез. докл. науч. конф. Пермь: Пермский госуниверситет, 1995. С. 85-86.

*Рецензенты кандидат геол.-мин. наук Г.А. Петров,  
кандидат геол.-мин. наук Н.А. Румянцева*