ЛИТОСФЕРА, 2012, № 1, с. 154–160

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА В КАЛЕДОНО-ГЕРЦИНСКИЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

© 2012 г. В. В. Бабенко

Уральский государственный горный университет
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30

Поступила в редакцию 24.01.2012 г.

Формирование активной окраины континента на Южном Урале, как показал кинематический анализ Магнитогорского прогиба, началось в ордовике–позднем силуре в условиях локального растяжения верхней части утоненной земной коры, в осевой части свода, образовавшегося при региональном сжатии в ходе начинающейся субдукции. В коллизионный этап развития активной окраины, в раннем–среднем карбоне, в основной и южной частях прогиба локальный и региональный планы деформаций совпадают – широтное сжатие и меридиональное растяжение. Для развития Магнитогорского прогиба как части Уральской активной окраины континента характерно не последовательное, а параллельно-последовательное развитие геотектонических обстановок. В одно и то же время в активной окраине континента происходит вулканизм, принадлежащий по составу к разным геотектоническим обстановкам. Однако наибольшее развитие вулканизм каждой последующей обстановки получает после завершения вулканизма предыдущей.

Ключевые слова*: кинематический анализ, структура, разлом, субдукция, коллизия, геотектоническая обстановка, формация.*

Реконструкция особенностей происхождения и развития Магнитогорского прогиба в каледоно-герцинский геотектонический цикл осуществлена с использованием результатов формационного, палеовулканического, структурного и кинематического анализов.

Кинематический анализ и структура Магнитогорского прогиба позволяют утверждать, что формирование активной окраины континента началось в ордовике–позднем силуре в условиях локального растяжения верхней части утоненной земной коры, в осевой части свода, образовавшегося при региональном сжатии в ходе начинающейся субдукции. В осевой части свода возникла серия крутых сбросов, падающих навстречу друг другу, и ступенчатый грабен – рифт, который в девоне трансформировался в окраинное море спредингового типа, окаймленное островодужными вулканическими поясами.

Возникновение **рифтовой геотектонической обстановки окраины континента** сопровождалось излиянием магмы основного состава, дающей базальтовую формацию. Вулканические извержения происходили в подводных условиях. Диаграмма Ю.М. Мансуренкова [4], составленная на основании изучения современного вулканизма позволяет по содержанию двуокиси кремния в породах определять мощность земной коры над магматическим очагом, т.е. глубину размещения магматического очага, и высоту размещения основания вулкана относительно поверхности Земли. По содержанию кремнезема в базальтах базальтовой формации, взятом из работ М.Б. Бородаевской и др. [1], магматический очаг располагался на глубине приблизительно 8 км, а основание вулканов на глубинах порядка 3.5 км. Магма, давшая базальты, изливается на поверхность по глубинным продольным разломам, вулканическим аппаратам трещинного типа, которые по кинематике являются сбросами. Прогибание идет неравномерно не только в поперечном, но и в продольном направлении. Северная часть прогиба, Учалинский блок, расположенный севернее г. Верхнеуральска, отделенный от остальной части прогиба косым разломом 101 (рис. 1а), развивается иначе, чем остальной прогиб. Накопление базальтовой формации здесь имело место в ордовике. В западном борту прогиба, в основной его части, оно происходило в раннем–среднем лландовери раннего силура, в южной, в районе пос. Бурибай, – в среднем–позднем лландовери. Причем, параллельно, начиная с раннего–среднего лландовери в других фациальных зонах окраинного моря накапливалась риолит-базальтовая формация (рис. 2). В южной части восточного борта базальтовая формация возникла в позднем силуре, а в основной части восточного борта ее образования вообще не происходило (рис. 1а). Здесь формировалась сланцево-граувакковая формация за счет денудации толщ восточного борта. Такие же существенные различия отмечаются и в мощности формации [8]: в северной части, в Учалинском блоке – 1500 м, в остальной части западного борта – не превышает 300–500 м, в южной части восточного

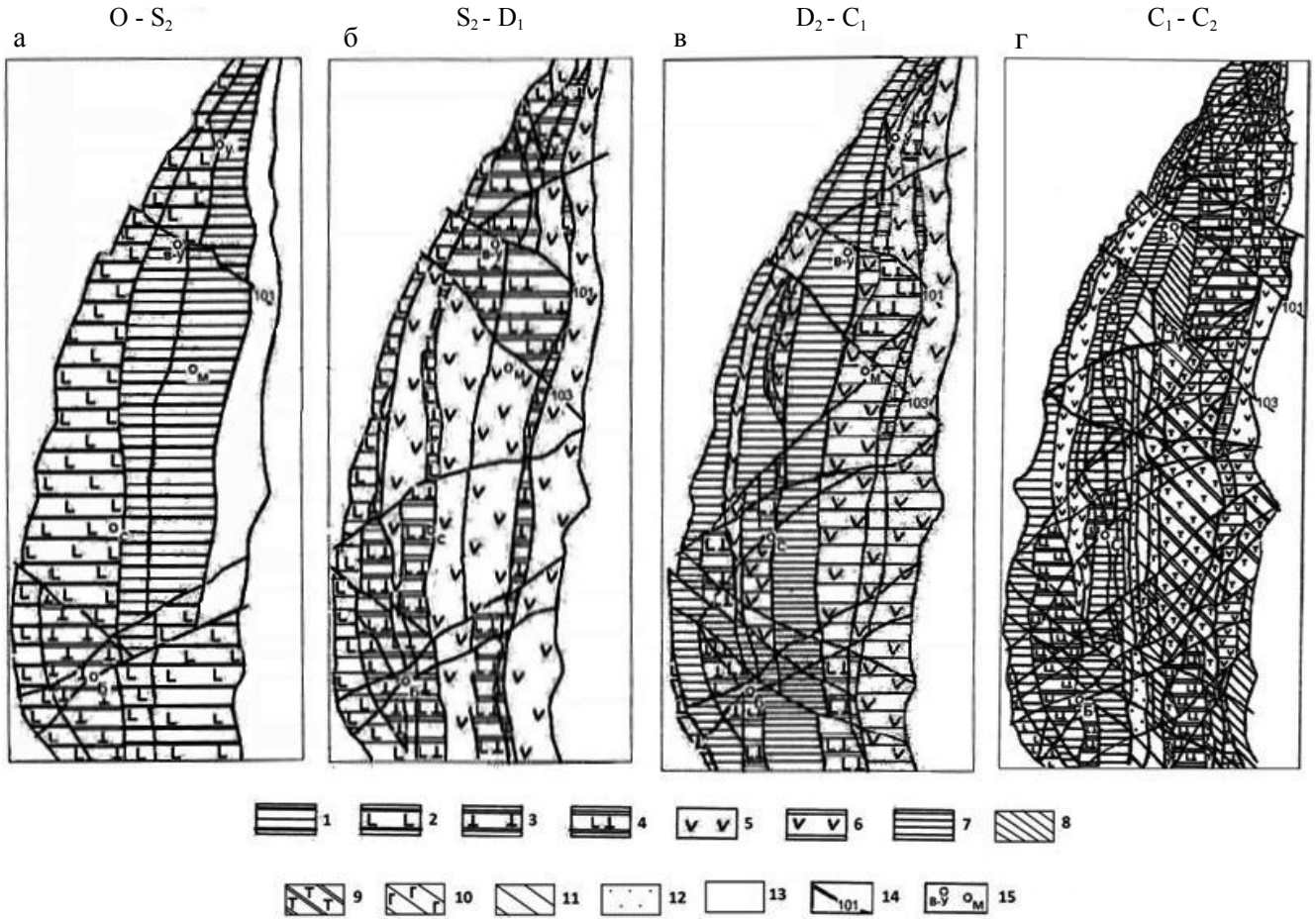


Рис. 1. Тектоническая схема рифтовой геотектонической обстановки (а), обстановки окраинного моря спредингового типа (б), островодужной (в) и коллизионной (г) геотектонических обстановок развития Магнитогорского прогиба.
1–12 – геологические формации: 1 – сланцево-граувакковая, 2 – базальтовая, 3 – риолит-базальтовая, 4 – базальт-андезит-дацит-риолитовая, 5 – автономная андезито-базальтовая, 6 – собственно островодужная андезито-базальтовая, 7 – флишевая, 8 – молассовая, 9 – трахириолит-базальтовая, 10 – трахибазальтовая, 11 – известково-доломитовая, 12 – песчано-глинистая; 13 – область размыва; 14 – разломы, их номера; 15 – населенные пункты: В-У – Верхнеуральск, М – Магнитогорск, С – Сибай, Б – Бурибай, У – Учалы.

борта – до 1000 м. Следовательно, прогибание началось раньше в северной части прогиба, несколько позже – в южной части западного борта, и, наконец, – в его центральной части. В восточном борту, за исключением его южной оконечности, прогибания вообще не происходило. Это можно объяснить тем, что в северной части региональное сжатие было интенсивнее, свод образовался круче, грабен уже, разломы образовывались быстрее, раньше достигали магматического очага. В раннем силуре некомпенсированное прогибание замедлилось. Вулканизм основного состава в западном борту и, видимо, в осевой части прогиба прекратился. Фиксируется изменение скорости прогибания земной коры накоплением здесь сланцево-граувакковой формации. Вызвано это, видимо, "расклиниванием" блоков при просадке и изменением термодинамических условий в магматическом очаге. Мощность сланцево-граувакковой формации везде – 200–500 м, кроме южной части восточного борта, где она не накапливалась (рис. 1а), сохранялось быстрое прогибание и продолжался вулканизм основного состава. Завершилось накопление сланцево-граувакковой формации в лудлове (S_2ld) в северной и южной частях, а в основной части западного борта – в пржидолии (S_2p).

Начиная с лохкова (D_1l), широтное растяжение уже не компенсируется образованием продольных разломов. Кроме них, образуются и единичные косые разломы (рис. 1б) северо-западного и северо-восточного простирания. Первые по кинематике являются правыми сдвигами, а вторые – левыми. Спокойное прогибание формирует **окраинное море спредингового типа**, а земная кора Магнитогорского прогиба приобретает блоковое строение не только в продольном, но и в поперечном направлениях. Блоки проседают неравномерно. В то же время следует отметить, что в южной части

прогиба, в районе Бурибая, неравномерное и глубокое проседание блоков приводит к тому, что вулканизм, давший риолит-базальтовую формацию, начался здесь уже в раннем-позднем лландовери (S_1l_{1-3}) (рис. 2). Мощность вулканогенных толщ нарастает с севера на юг: в Учалинском блоке – 600–1000 м, в районе Сибая – 1600 м, Бурибая – 1800 м. Вулканизм в обстановке окраинного моря происходит в относительно приподнятых продольных блоках, таких, как Таналыкское поднятие и поднятие Узынкыр, которые В.А. Коротеев [2], Г.Ф. Червяковский [9] и П.Ф.Сопко [7] идентифицируют как аккумулятивные вулканические гряды. В средней части восточного борта одновременно происходит в одних фациальных зонах слабый контрастный вулканизм, обычный для океанической обстановки, формирующий риолит-базальтовую формацию (мощность толщ 200–800 м), в других – вулканизм, образующий островодужную базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию, а в третьих – мощный также *островодужный вулканизм,* создающий андезито-базальтовую формацию (рис. 2). К такому же выводу приходит И.Б. Серавкин [5, 6]. Здесь к концу франа (D_3f) накопилась огромная, до 3500 м, толща этой формации. Существование, помимо продольных, и косых разломов, кислой вязкой магмы приводят к тому, что в пересечениях разломов возникают вулканические аппараты центрального типа. Такие же аппараты образуются и в искривлениях разломов. Эти позиции свидетельствуют о том, что, начиная с пржидолия (S_2p), проницаемость земной коры уменьшилась. В обстановке нарастания локального растяжения в Магнитогорском прогибе распространяется вулканизм, сформировавший базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию. Если воспользоваться диаграммой Ю.П. Мансуренкова [4] и содержанием SiO_2 в риолитах [1] указанной формации, то выясняется следующая картина: магматический очаг, дающий риолиты, в Учалинском районе может размещаться на глубинах порядка 14 км, а основание вулканов – на глубинах порядка 2 км. В Бурибайском районе для риолитов этой же формации глубина магматического очага составляет приблизительно 12 км, а глубина размещения основания вулканов около 2.5 км. А это означает, что вершины конусов вулканов размещаются под водой, но в приповерхностных условиях. И действительно, в составе базальт-андезит-дацит-риолитовой формации отсутствует терригенная составляющая. Этот вулканизм охватывает Учалинский блок в раннем девоне с начала лохкова (D_1l), затем в пражском веке(D_1p) распространяется на Верхнеуральско-Магнитогорский блок, ограниченный разломами 101 и 103 и, наконец, в эйфеле (D_2ef) захватывает и западный борт прогиба в районе Сибая–Магнитогорска. В восточном борту вулканизм такого состава имел место в эйфеле лишь в южной части.

Вулканизм обстановки окраинного моря спредингового типа в разных частях Магнитогорского прогиба протекал по-разному. В южной части западного борта прогиба, в приподнятом блоке, к которому была приурочена мощная вулканическая гряда (современное Таналыкское поднятие) он начался (рис. 2) в раннем-позднем лландовери (S_1l_{1-2}) и затух в лохкове (D_1l). Этот вулканизм обстановки окраинного моря *можно назвать вулканизмом незавершенного типа*, учитывая, что в целом в прогибе вулканизм обстановки окраинного моря завершился в позднем живете (D_2zv_2). Этот тип вулканизма формирует риолит-базальтовую и базальт-андезит-дацит-риолитовую формации. Кислая составляющая этих формаций широко представлена риолитами, риолит-дацитами, их туфами и агглютинатами. Вулканизм незавершенного типа обстановки окраинного моря соответствует вулканизму, сформировавшему базальт-риолитовую формацию позднего силура–раннего девона 1 ряда, по И.Б. Серавкину [5]. Вулканизм геотектонической обстановки окраинного моря спрединогового типа, завершившийся (рис. 2) в эйфеле (D_2ef), отнесен к *продленному типу*. Он сформировал лишь базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию, кислая составляющая которой представлена только андезит-дацитами и дацитами. Этот тип вулканизма развивался в виде узких вулканических гряд (хребет Узынкыр в современном рельефе), приуроченных к промежуточным относительно опущенным блокам горста западного борта прогиба. Вулканизм продленного типа обстановки окраинного моря имел место и в Верхнеуральско-Магнитогорском блоке и развивался в виде мощной вулканической гряды также синхронно с автономным андезит-базальтовым вулканизмом восточного борта прогиба. *Вулканизм завершенного типа* в обстановке окраинного моря сформировал узкие вулканические гряды в относительно приподнятых промежуточных блоках горста северной части Магнитогорского прогиба и завершился в позднем живете (рис. 2). Представлен он здесь (рис. 1в) базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией, в которой кислая составляющая – это дациты, риолит-дациты и риолиты и их туфы. Здесь же в восточном борту прогиба имело место выклинивание вулканической гряды синхронного ему андезито-базальтового вулканизма. Эти два типа вулканизма геотектонической обстановки окраинного моря: продленный и завершенный – соответствуют вулканизму, сформировавшему базальт-риолитовую формацию II ряда ($S_2?–D_2zv$), по И.Б. Серавкину [5]. Продукты вулканизма продленного типа – это непрерывная субформации, по И.Б. Серавкину, а завершенного типа – контрастная. Андезито-базальтовый вулканизм охватывает весь прогиб в целом, начиная с лохковского века, но в восточном борту он начинался раньше, в лудлове (S_2ld). И здесь же он про-

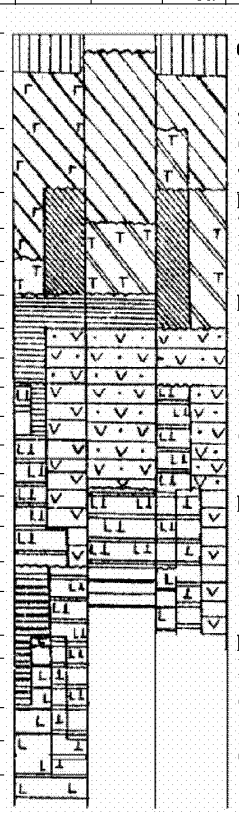
Геотектоническая обстановка	Геохронологическая шкала		Формационная колонка			План деформаций	Геологические формации		Разломы	Вулканические аппараты	Вулканические структуры	Структура прогиба
	Эпоха	Век	Западное крыло прогиба	Осевая часть прогиба	Восточное крыло прогиба		Осадочные	Вулканические				
Позднеколлизионная	C_2	C_2m				Ослабление поперечного сжатия и продольного растяжения. Стабилизация воздымания	Песчано-глинистая	Трахибазальтовая	Сохраняются разломы, возникшие ранее	?	?	Завершение формирования и усиление контрастности структуры прогиба, возникшей в предыдущие стадии
		C_2b					Известково-доломитовая					
	C_1	C_1s										
		C_1v_3										
Раннеколлизионная		C_1v_2				Широтное сжатие и продольное растяжение. Медленное воздымание	Молассовая	Трахириолит-трахибазальтовая.	Косые северо-восточные правые сдвиги. Редкие продольные взбросы в восточном крыле	?	?	
		C_1v_1										
		C_1t_2										
Островодужная	D_3-C_1	D_{3fm}-C_1t_1				Преобладание сжатия над растяжением в начале и их равновесие в конце. Общее воздымание и стабилизация	Флишевая	Собственно островодужная андезито-базальтовая (осадочно-вулканогенная) и автономная андезито-базальтовая (вулканогенная).	Образование разломов аналогичных разломам предыдущей стадии	Центрального типа в пересечениях разломов	Редкие вулканические конусы в наземных условиях	Усложнение строения блоков продольного и поперечного грабенов, приобретающих ступенчатое и горст-грабеновое внутреннее строение
	D_3	D_3f_2										
		D_3f_1										
Окраинного моря	D_2	D_2zv_2										
		D_2zv_1										
		D_2ef_2										
		D_2ef_1										
	D_1	D_1p				Начало смены поперечного растяжения сжатием. Замедление прогибания.		Риолит-базальтовая и базальт-андезит-дацит-риолитовая	Единичные сдвиги: правые северо-западного простирания, левые северо-восточного. Продольные сбросы	Центрального и трщинного типов в пересечениях и искривлениях разломов	Вулканические конусы и купола с основанием на глубинах от 2 до 1 км	Продольный асимметричный грабен с осью, смещенной к южной оконечности прогиба. Горст-грабеновое строение крыльев
		D_1l										
Рифтовая	S_2	S_2p										
		S_2ld										
	S_1	S_1w				Поперечное растяжение и продольное сжатие. Некомпенсированное прогибание	Сланцево-граувакковая	Базальтовая	Две системы продольных сбросов: восточного падения в западном крыле грабена и западного в восточном	Трещинного и центрального типов вдоль глубинных разломов	Вулканические плато и щитовые вулканы в западном крыле и южной части прогиба с основанием структур на глубинах около 3.5 км	Асимметричный ступенчатый поперечный грабен, тяготеющий к западному крылу прогиба
		S_1l_3										
		S_1l_2										
		S_1l_1										
	O_{1-2}											

Рис. 2. Тектонограмма Магнитогорского прогиба для каледоно-герцинского геотектонического цикла.

Условные обозначения см. рис.1.

Геохронологические интервалы геотектонических обстановок показаны по усредненным данным. Размещение формаций, принадлежащих к различным геотектоническим обстановкам, показано штриховкой разного вида и направления: горизонтальная, жирная и смешанная – рифтовая обстановка, горизонтальная двойная – окраинного моря, горизонтальная одинарная – островодужная, косая двойная и одинарная – раннеколлизионная, косая жирная и смешанная – позднеколлизионная, вертикальная – денудация.

должался дольше всего, до франского века включительно. Андезито-базальтовый вулканизм в Магнитогорском прогибе представлен двумя типами. Об этом свидетельствуют: 1) существование двух циклов андезито-базальтового вулканизма, отличающихся составом и строением (первый имеет преимущественно вулканогенный состав и трансгрессивный разрез, второй – вулканогенно-осадочный состав и регрессивный разрез); 2) различие состава и подстилающих толщ, предшествующих андезито-базальтовому вулканизму (в одних случаях – сланцево-грауваккова и базальтовая формация рифтовой геотектонической обстановки окраины континента, в других – базальт-андезит-дацит-риолитовая обстановки окраинного моря спредингового типа); 3) разновременность проявления этого вулканизма в разных частях прогиба (первый имел место в позднем силуре–девоне, второй – в среднем–позднем девоне). Первый тип развился автономно на рифтовом основании синхронно с вулканизмом обстановки окраинного моря – это *автономный андезито-базальтовый вулканизм. Второй – последовательный андезито-базальтовый вулканизм* развивался в островодужной геотектонической обстановке на формационном комплексе обстановки окраинного моря. Таким образом, в отличие от существующей схемы развития активной окраины континента, согласно которой место андезито-базальтового вулканизма – в островодужной обстановке, в Магнитогорском прогибе он начался в рифтовой обстановке окраины континента и продолжал развиваться автономно и синхронно с вулканизмом риолит-базальтового и базальт-андезит-дацит-риолитового состава в обстановке окраинного моря спредингового типа. Этот вывод согласуется с представлениями И.Б. Серавкина [5] о существовании андезито-базальтового вулканизма, принадлежащего к двум разным формационным рядам.

К концу франа (D_2f) активная вулканическая деятельность везде завершается. Произошла стабилизация тектонических движений. Относительно приподнятые блоки – островные дуги, к которым относится почти весь Учалинский, блоки, соответствующие современным Таналыкскому, Ирендыкскому и Узынкырскому поднятиям в западном борту прогиба и Ахуново-Кацбахскому поднятию – в восточном борту прогиба, размываются. Размытый материал накапливается в опущенных блоках, соответствующих Присакмаро-Вознесенскому и Кизило-Уртазымскому прогибам западного борта и, видимо, в осевой части Магнитогорского прогиба (рис. 1в). Здесь в условиях компенсированного прогибания происходит накопление флишевой формации. Стабильные тектонические условия сохранялись, в основном, до конца раннего турне (C_1t_1), а в западном борту – до раннего визе (C_1v_1). Стабилизация вызвана истощением магматических очагов и окончательным “расклиниванием” блоков при их проседании. Только в некоторых местах на склонах Таналыкского поднятия во фране еще возникают вулканические структуры центрального типа в пересечениях разломов. После периода стабилизации план деформаций в основной части прогиба изменился, началось широтное сжатие и меридиональное растяжение, спрединг окраинного моря сменился коллизией. Происходит это потому, что проседание блоков компенсирует растяжение свода. Свод расклинивается, и он реагирует на продолжающееся региональное сжатие не как монолит образованием нового свода, а взбросовыми движениями по продольным разломам, заложенным в девоне, и новыми, возникшими уже в этот, коллизионный, этап. Но таких новых продольных разломов возникло немного. Более интенсивное развитие получили косые разломы практически только северо-восточного простирания, по кинематике – это правые сдвиги. Следовательно, в коллизионный этап развития активной окраины континента в основной и южной частях прогиба локальный и региональный планы деформаций совпадают – широтное сжатие и меридиональное растяжение. Такой план деформаций приводит к тому, что западный борт прогиба воздымается в большей степени, чем восточный, в его пределах толщи карбона не накапливаются, эта часть прогиба размывается. На деформации он реагирует как монолит, в его пределах вулканогенные толщи карбона не известны, хотя имеются немногочисленные дайки габбро-диабазов и диоритов. В опущенных блоках восточного борта и в осевой части прогиба в Верхнеуральско-Магнитогорском блоке, начиная с позднего турне, накапливалась моласса (рис. 2). Смена плана деформаций, воздымание территории с дифференцированными движениями по разломам приводят к возникновению нового магматического очага с магмой субщелочного состава калиево-натриевой серии. Обильный вулканизм трахириолит-базальтового состава имел место в раннем–позднем визе только в восточном борту прогиба. Причем ареалы его размещаются (рис. 1г) на склонах поднятия, сложенного андезито-базальтовой формацией девона. В южной части восточного борта происходили более интенсивные движения, но вулканизм трахириолит-базальтового состава начался уже в фамене–раннем турне ($D_3fm–C_1t_1$) и был слабее. Он имел место только в блоке на склоне Ащебутакского поднятия и в части Акжарского грабен-синклинория. В других блоках, в Устиновском синклинории, а также в Ащебутакском поднятии и Акжарском грабен-синклинории накапливалась моласса. Опущенные блоки были разделены относительно приподнятыми блоками, соответствующими Ащебутакскому и Теренсайскому антиклинориям, в которых размывались толщи девона. В наиболее прогнутых частях Магнитогорского прогиба, в осевой части Центрально-Магнитогорского синклинория, в раннем карбоне, начиная с раннего визе (C_1v_1) и по серпуховский (C_1s) и даже башкирский (C_2b) век, на-

капливалась известково-доломитовая формация и имел место вулканизм, сформировавший трахибазальтовую формацию.

В целом, для основной части прогиба в коллизионный этап при формировании осадочных и вулканических формаций отмечаются сходные тенденции. Осадконакопление начинается с образованием молассовой формации (рис. 2), имеющей регрессивный разрез. В ряде фациальных зон с некоторым запаздыванием начинается накопление известково-доломитовой формации с компенсированным разрезом, которой и завершается разрез каледоно-герцинского цикла развития Магнитогорского прогиба. Вулканизм коллизионного этапа начинается с образования трахириолит-базальтовой формации. В ряде фациальных зон с некоторым запаздыванием (рис. 2) начинается вулканизм, сформировавший трахибазальтовую формацию, завершающую коллизионный этап вулканизма каледоно-герцинского цикла развития Магнитогорского прогиба. Итак, имеют место две тенденции: уменьшение гранулометрического состава осадочных формаций, что свидетельствует о стабилизации воздымания к концу коллизионного этапа развития Магнитогорского прогиба и антидромный характер вулканизма субщелочного ряда. Молассовая и трахириолит-базальтовая формации образуются в раннеколлизионной обстановке, известково-доломитовая и трахибазальтовая – в позднеколлизионной (рис. 2).

Широтное сжатие в коллизионный этап наступает не везде. Севернее разлома 101 в Учалинском блоке сохраняется тот же план деформаций, какой имел место и в девоне. Если в остальных частях прогиба, особенно в южной части, существовали с силура до начала карбона разнообразные условия вулканизма и осадконакопления, то Учалинский блок всегда выступал как фациально однородная зона, несмотря на высокую плотность продольных разломов. Верхнеуральско-Магнитогорский блок, заключенный между разломами 103 и 101, отличался уже большим разнообразием фациальных условий и далее на юг это разнообразие нарастало. Особые тектонические условия, существующие в северном замыкании, подтверждаются следующими фактами: 1) вулканизм базальтовой формации начался здесь раньше, в ордовике, а не в силуре, как в остальной части прогиба; 2) мощность базальтовой формации в Учалинском блоке больше 1500 м, а в остальной части прогиба не более 500 м; 3) отсутствует риолит-базальтовая формация (рис. 2а) Обстановка окраинного моря здесь не возникала, а рифтовая обстановка сменилась островодужной; 4) вулканизм, сформировавший базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию, в северной части прогиба длится дольше, чем в основной части. В северной части он начался в лохковском веке раннего девона, а в остальной его части – в позднем эйфеле среднего девона. Мощность формации в северной части 3500 м, что значительно превышает мощность ее в основной части прогиба, которая составляет 1500 м; 5) вулканизм, сформировавший базальт-андезит-дацит-риолитовую формацию, в северной части охватывал весь прогиб (рис. 1б), а в основной части одновременно с ней формировалась в островодужной обстановке андезит-базальтовая формация; 6) в северной части мощность автономной андезито-базальтовой формации 350–700 м, а в основной части прогиба – 3500–4300 м. Возраст ее здесь позднедевонский, в остальной части западного борта – среднедевонский, а в восточном борту – поздний силур–поздний девон; 7) в северной части флишевая формация имеет ограниченное распространение и мощность до 700 м, в то время как в основной части западного борта прогиба (рис. 1в) она широко распространена и имеет мощность до 2000 м. В основной части прогиба эта формация формируется от франа до раннего визе, а в северной части – в фамене–раннем турне; 8) в северной части формации коллизионного этапа развития по площади распространены крайне ограниченно, вдоль западного и вблизи восточного обрамления прогиба в виде маломощных узких полос шириной 1–5 км. В основной части прогиба они развиты широко и размещаются в осевой части прогиба и на прилегающем к ней склоне восточного борта; 9) в северной части размещаются тела трахибазальтовой формации (рис. 1г) мощностью 760–1400 м, трахириолит-базальтовой формации мощностью от 300–400 м, до 1180 м и известково-доломитовой формации – 770–1190 м. В основной части размещаются, кроме этих трех, еще и молассовая формация, но развита она преимущественно в Верхнеуральско-Магнитогорском блоке и в южной части прогиба. Мощность трахибазальтовой формации здесь также невелика, а трахириолит-базальтовой нарастает с севера на юг от 1100 до 2160 м в Верхнеуральско-Магнитогорском районе до 2400–400 м; 10) повышенную мощность, 770–1190, имеет в северном замыкании и известково-доломитовая формация. В основной части мощность ее составляет 100–300 м, а в южной – 575–1820 м.

Тектонические особенности развития северной части прогиба заключаются, таким образом, в том, что здесь, как в субдукционный, так и в коллизионный этап деформации развивались при одном плане – широтное растяжение и меридиональное сжатие. Объяснение этой особенности видится в разнице скоростей изгибания свода. Скорость изгибания в северной части больше, чем в центральной и южной. Изгибание здесь происходит быстрее, свод получается более узкий и крутой. Видимо, значительно меньший радиус свода приводит к тому, что грабен в центральной части образуется не столько за счет проседания блоков, сколько за счет антитетического вращения по Клоосу [3], т.е. обратного хода вверх изгибаемых слоев при разрыве. Вот по-

чему Учалинский блок выступает как единая фациальная зона. Именно поэтому при региональном сжатии здесь сохраняется локальное растяжение, но этот блок оказывается приподнятым и размывается, а продукты размыва накапливаются в обрамлении прогиба. Разломы, несмотря на то, что по размещению блоков они являются сбросами, оказываются зажатыми и непроницаемыми для магмы, в итоге вулканизм коллизионного этапа здесь развивался крайне ограниченно.

Таким образом, именно в различии планов деформаций находят свое объяснение блоковое строение прогиба, особенности вулканизма, осадконакопления и отличия в геологическом строении его северной и остальных частей. Для развития Магнитогорского прогиба как части Уральской активной окраины континента характерно не последовательное развитие геотектонических обстановок, а параллельно-последовательное. В одно и то же время на активной окраине континента происходит вулканизм, принадлежащий по составу к разным геотектоническим обстановкам. Однако наибольшее развитие вулканизм каждой последующей обстановки получает после завершения вулканизма предыдущей. Так, синхронно с базальтовым вулканизмом рифтовой обстановки развивается вулканизм риолит-базальтовой формации обстановки окраинного моря спрединового типа. Более того, параллельно с риолит-базальтовой образуется базальт-андезит-дацит-риолитовая формация, островодужной геотектонической обстановки. Еще одним отличием в развитии Магнитогорского прогиба является автономное развитие вулканогенной андезито-базальтовой формации (рис. 2), которое началось в восточном борту прогиба в позднем силуре и закончилось в западном в позднем живете среднего девона. Из этого становится ясно, что развивалась она синхронно с риолит-базальтовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями и независимо от них, в обстановке окраинного моря и островодужной обстановке. Следовательно, важнейшей особенностью Уральской активной окраины континента являются скользящие во времени и пространстве границы геотектонических обстановок (рис. 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Кривцов А.И., Курбанов Н.К.* Геолого-фациальная и петрохимическая характеристика силуро-девонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 105. 1973. С. 105–111.
2. *Коротеев В.А.* Вулканогенные образования Ирендыкской зоны вулканизма на Южном Урале на примере Куркакского участка // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 112–124.
3. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 2. М.: Наука, 1971. 480 с.
4. *Мансуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 211 с.
5. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
6. *Серавкин И.Б., КосаревА.М.* Основные черты развития геосинклинального вулканизма Южного Урала // Палеовулканологические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск: УНЦ СССР, 1985. С. 99–108.
7. *Сопко П.Ф., Серавкин И.Б., Бобохов, А.С., Косарев А.М.* Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруднения. Уфа: БФАН СССР, 1983. 258 с.
8. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: УрО РАН, 1993 г.
9. *Червяковский Г.Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.

Рецензент В.Н. Огородников

Deformation features and geological evolution of the Magnitogorsky trough in Caledon-Hercynian geotectonic cycle

V. V. Babenko

Ural State Mining University

Formation of an active continental margin in Southern Urals, as was shown by the kinematic analysis of the Magnitogorsky trough, began in the Ordovician–Late Silurian, in conditions of local stretching of the upper part of the thinned crust in the axial part of the arch formed by the regional compression during early stage of subduction. In the collision phase of the active margin in the Early–Middle Carbon, in the main and southern part of the trough, local and regional plans of the deformation coincide – latitudinal compression and meridional stretching. The development of the Magnitogorsky trough as a part of the Urals active continental margin is characterized by not successive development of geotectonic environments, but parallel-successive one. At the same time the volcanism of the active continental margin is related to to different geotectonical environments. However, the greatest development of each subsequent volcanism situation occurs after completing of previous volcanic activity.

Keywords: *kinematic analysis, structure, fault, subduction, collision, geotectonic situation, formation.*