

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ МАГНИТОГОРСКО-БОГДАНОВСКОГО ГРАБЕНА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Д. Н. Салихов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, e-mail: magm@anrb.ru

CARBONIFEROUS VOLCANISM OF THE MAGNITOGORSK-BOGDANOVSK GRABEN IN THE SOUTHERN URALS

D. N. Salikhov

Institute of Geology, Ufa Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

Early Carboniferous volcanic formations are widespread on the eastern slope of the Southern Urals in the region of the Magnitogorsk-Bogdanovsk graben, to the east of the band of bioclastic carbonate deposits of the Kizil formation. The volcanic activity within the graben migrated from south to north during the Tournaisian and Viséan. Volcanic products are recognised as two formations — Berezovskaya ($C_{1t_1p-t_2ks}$) and Grekhovskaya ($C_{1t_2ks-v_2bg}$). The paper presents stratigraphic columns of the type sections of Lower Carboniferous volcanic formations in the territory of the Magnitogorsk-Bogdanovsk graben. It is shown that the volcanic formations are connected with different types of eruptions. In 6 narrow linear zones there occurred fissure eruptions of lavas with characteristic interbedding of basaltic flows. The northern terminations of two of these flows were transformed in shield volcanoes with two-stage architecture. The lower stage is represented by alternating basaltic flows replaced in the higher part of the stage by basic pyroclastic formations. The second stage shows predominance of acid volcanites. Here occur concentrically arranged acid extrusive domes. The centre of such volcano is emphasised by a series of semi-circular faults. In the zone between these two largest tensional faults several strato-volcanoes were mapped. These are large volcanic structures composed at their base of basalts and their pyroclastics, while the upper part of the sections is represented by various facies of rhyolites. In the other part of the trough, numerous small volcanic buildups are observed which form spaces of aerial volcanism. In the southern part of the graben the territory is controlled by a large circular volcanic-tectonic structure.

Каменноугольный вулканизм на Южном Урале проявился в грабеновых структурах, а вне их накапливались терригенно-карбонатные отложения. В Магнитогорско-Богдановском грабене отмечаются наиболее мощные вулканогенные разрезы (рис. 1, 2), которые слагают березовскую свиту и частично развиты в основании кизильской свиты (в старом понимании). Они были выделены Л.С. Либровичем [1936]. Березовская свита отличается фациальной изменчивостью, а кизильская свита более выдержана и сложена в основном известняками, лишь в основании ее отмечаются вулканогенные образования.

К.П. Плюсин и А.А. Плюснина [1962 г.] нижнюю часть разреза назвали «вулканогенной кизильской свитой». А.В. Ярковой, Г.И. Чайко, В.М. Мосейчуком установлено, что вулканиты в северной части Магнитогорско-Богдановского грабена содержат линзы известняков с фауной позднего визе, а в южной части грабена — с фауной более древнего (ранневизейского) возраста. В связи с этим А.В. Яркова предложила сохранить определение «березовская свита» за вулканогенными разрезами по р. Урал, возраст которых определен как поздний турне — ранний визе. Соответственно, за карбонатными толщами сохраняется определение «кизильская свита» с возрастом от раннего визе до раннебашкирского времени включительно. Вулканогенные образования, описанные ранее как «вулканогенная кизильская» или «позднеберезовская подсвита», предложено выделить в греховскую свиту. Вулканогенные образования березовской и греховской свит объеди-

порфиновые разности, но есть отдельные пачки резко-порфировых лав с вкрапленниками плагиоклаза, реже пироксена и оливина. Изредка присутствуют прослои туфов, ксенотуфов и туффитов того же состава, туфоконгломератов, туфогравеллитов, туфопесчаников, туфоалевролитов вулканических песчаников и алевролитов. Залегают они во всех разрезах на вулканитах риодацитового состава (верхняя пачка березовской свиты). В основании разреза нижней пачки греховской свиты близ ее границы с березовской иногда наблюдаются прослои туффитов риодацитового состава, туфопесчаников, туфоалевролитов с пирокластикой того же состава.

На правом берегу руч. Сухая речка собраны фораминиферы жуковского горизонта и в прослое известняков среди вулканитов также фораминиферы каменск-уральского и аверинского горизонтов верхнего визе. Верхни нижней (первой) пачки греховской свиты соответствуют каменск-уральскому горизонту на основании фаунистических остатков. А в разрезе Кремневый Лог верхняя (третья) пачка греховской свиты, согласно фауне (фораминиферы и брахиоподы), отвечает аверинскому и богдановичскому горизонтам. Интересно отметить, что наиболее молодые продукты вулканизма (кислые) в центральной части Магнитогорско-Богдановского грабена не поднимаются выше жуковского горизонта.

Итак, вулканическая деятельность в Магнитогорско-Богдановском грабене в основном происходила в подводных условиях. Однако крупные стратовулканы, по-видимому, выступали над уровнем моря, поэтому часть вулканических фаций имеет признаки наземных образований.

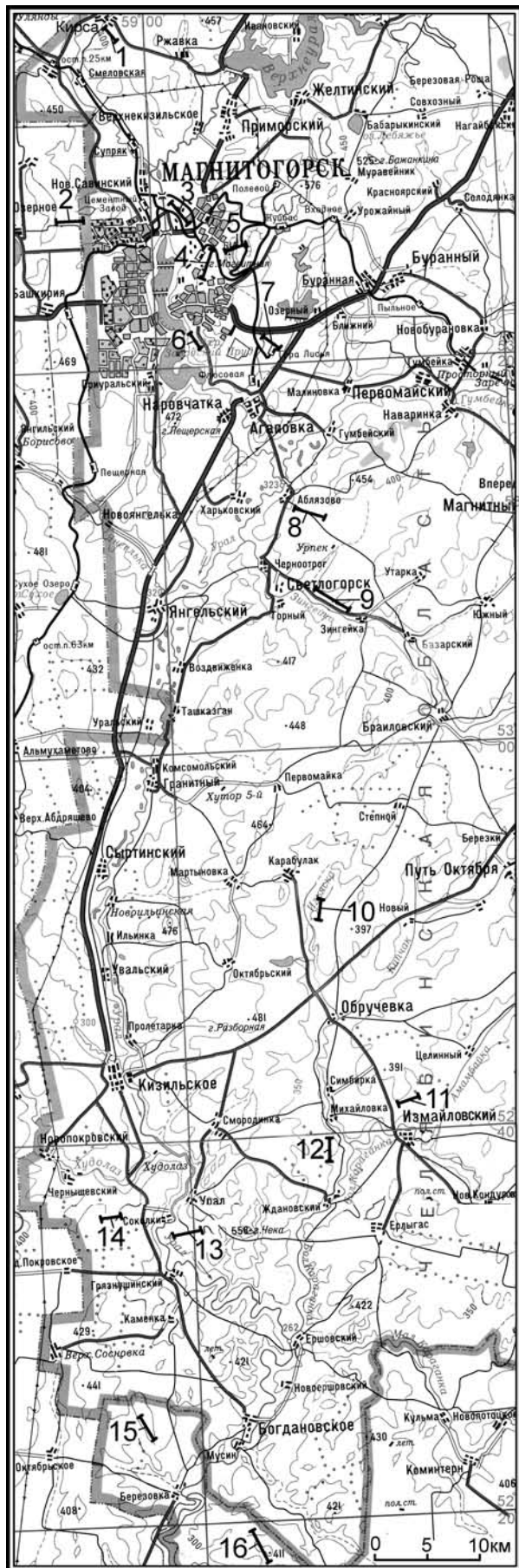
Вулканогенные фации представлены базальтами нормального и субщелочного типа, а субвулканические фации — габбро-диабазы. Иногда среди вулканогенных фаций отмечаются щелочные базальты, андезито-базальты, трахиандезито-базальты и андезиты. Кислые вулканогенные породы, имеющие разнообразную окраску и разные структурно-текстурные особенности, отвечают лейкориолитам, трахириолитам, дацитам, риодацитам, трахидацитам, комендитам.

Весь спектр пород основного и переходного состава характеризуется высоким содержанием полевых шпатов от лабрадора (№ 52) до битовнита (№ 84), редко отмечается ортоклаз. Характерным темноцветным минералом является титан-авгит ($2V = 50-53$, $CNg = 42$), иногда присутствует оливин (20–25% Fa), а в габбро-диабазы и в субщелочных базальтах — керсутит или баркевикит. В кислых вулканогенных породах в небольшом количестве присутствует обыкновенная зеленая роговая обманка, а в комендитах — арфведсонит, изредка эгирин и пертитовый полевой шпат.

Важной особенностью вулканогенных пород зон раздвигов является высокая щелочность, свойственная субщелочным и нормальным базальтам, а также трахириолитам и лейкориолитам. Все они отвечают калий-натриевого типу. Породы основного состава бедны оксидом магния и кремнеземом. Базальтоиды обладают очень высоким коэффициентом железистости и повышенным содержанием оксида титана. Для кислых вулканогенных пород характерна высокая глиноземистость, повышенные железистость и титанистость.

Литература

- Геология СССР / Под ред. А.В. Сидоренко. Т. 13. М.: Недра, 1964. 665 с.
- Донакова Л.М., Струве Н.В. К стратиграфии каменноугольных отложений Магнитогорского синклинория // Информационный сборник № 10. Стратиграфия и палеонтология. Л.: ВСЕГЕИ, 1959. С. 25–37.
- Косарев А.М. Линейные и кольцевые структуры Южного Урала, выявленные при дешифрировании космических снимков и их рудоконтролирующее значение // Палеовулканологические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 36–43.
- Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Труды / ЦНИГРИ, 1936. Вып. 61. 208 с.
- Плюснин К.П., Плюснина А.А. К стратиграфии карбона Магнитогорского синклинория // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым. Вып. 10. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 75–77.
- Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклинорий / Отв. ред. Г.А. Смирнов. Свердловск: Полиграфист, 1972. 115 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 138 с.
- Чайко Г.И. О самых ранних проявлениях вулканизма в карбоне Магнитогорского синклинория // Тезисы докладов к Первому совещанию по вулканизму Южного Урала. Миасс, УНЦ АН СССР, 1971. С. 58–59.



няются А.В. Ярковой в магнитогорскую серию [Салихов, Яркова, 1992].

Заметим, что в 2008 г. МСК внесла в стратиграфическую схему ряд изменений, в частности косьвинский горизонт был передвинут из нижнего визе в верхний турне. В результате произошли формальные изменения датировок свит: теперь березовская свита отвечает $C_1t_2(p-ks) - V_1(ob)$, греховская свита — $C_1t_2(ks) - V_2(bg)$.

Наиболее представительный — Магнитогорско-Богдановский грабен расположен в восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория. В нем вулканическая деятельность проявлялась непрерывно, начиная с першинского времени позднего турне и до поздневизейского времени. В других грабенах вулканическая деятельность проявлялась в более ограниченное время. Так, в Иргизской зоне вулканогенные образования относятся к верхнему визе — серпухову [Путеводитель ..., 1966], а в верховье р. М. Кизил и р. Миндяк — к верхнему турне — нижнему визе [Геология СССР. 1964].

Первые продукты базальтового вулканизма, отвечающие першинскому времени позднего турне, встречены на севере Магнитогорско-Богдановского грабена [Чайко, 1971]. Они представлены подушечными шаровидными лавами базальтов, а также силами массивных долеритов и диабазовых порфиритов, которые отмечаются и в других частях грабена, но не везде сопровождаются линзами известняков с фаунистическими остатками. Вулканыты першинского горизонта в северной части грабена перекрываются терригенными отложениями вплоть до вулканических образований обручевского времени раннего визе. Следовательно, они образуют отдельную ассоциацию вулканогенных пород, связанную с началом зарождения грабена, когда возникающие разрывы имели рассеянный характер, а инъекции магматического расплава представляли собой локальные трещинные излияния или конформные силы.

Рис. 1. Обзорная карта местонахождения стратиграфических разрезов

Условные обозначения: 1 — Кирса; 2 — Кремневый Лог; 3 — Магнитогорск-Товарная; 4 — г. Магнитная; 5 — Димитровский; 6 — Первооктябрьский; 7 — Агаповка; 8 — Аблязово; 9 — Зингейка; 10 — Ильяска; 11 — Измайловский; 12 — Жинкинский; 13 — Чекинский; 14 — Худолоз; 15 — Березовский; 16 — Нижняя Гусиха; 17 — Гривцев Лог

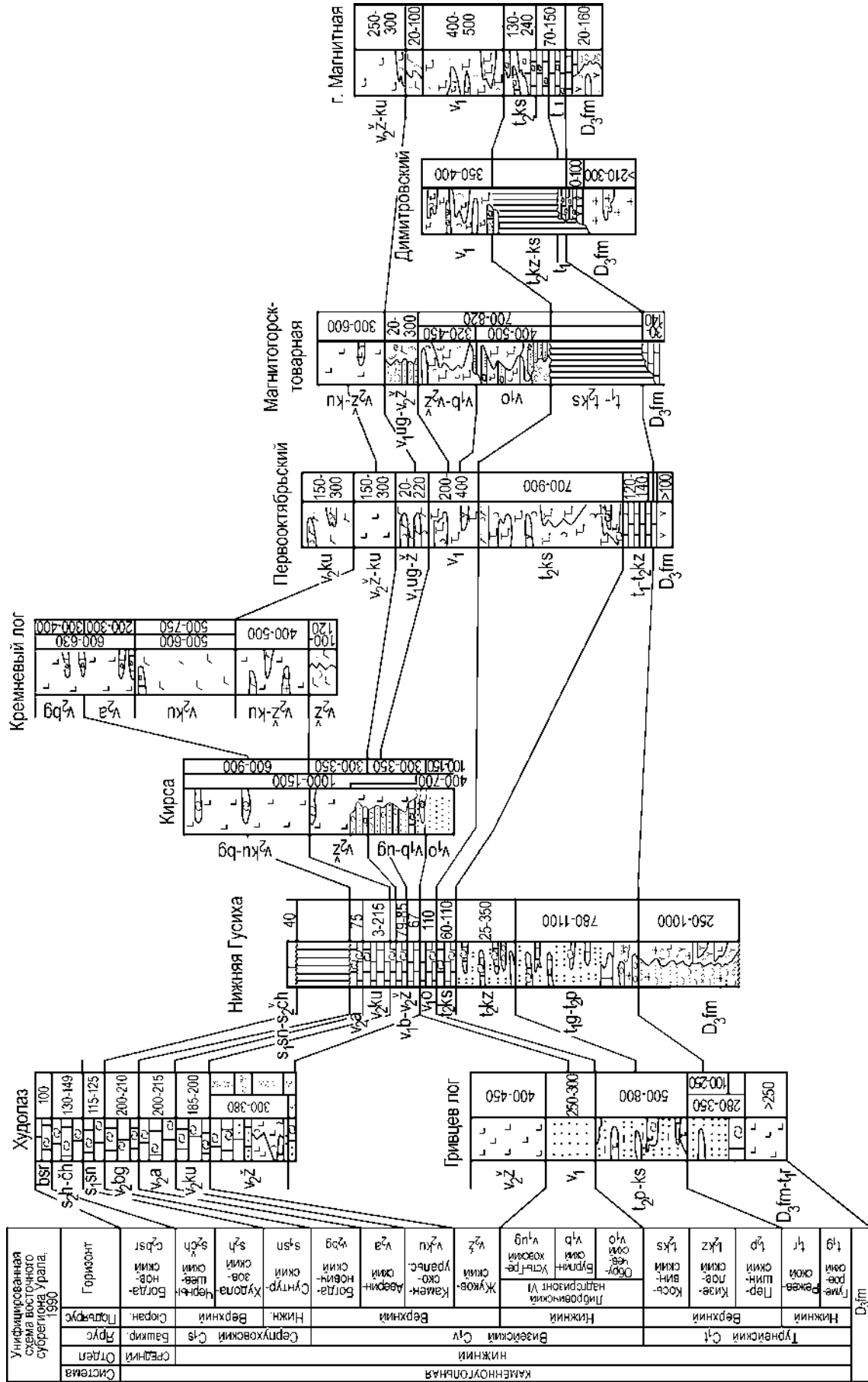


Рис. 2. Схема сопоставления геологических разрезов Магнитогорско-Богдановского грабена (по Д.Н. Салихову, А.В. Ярковой [1992], с изменениями)

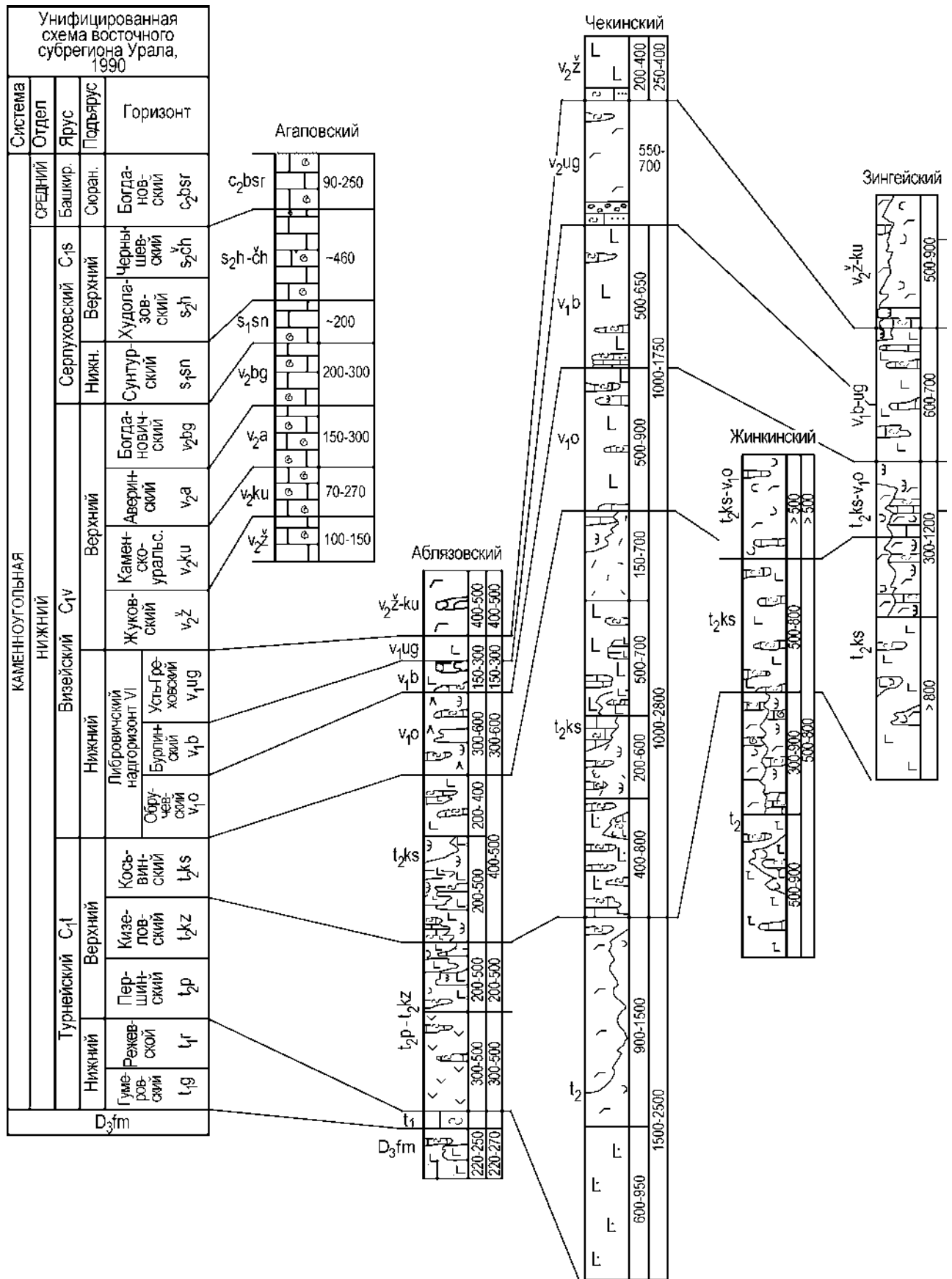
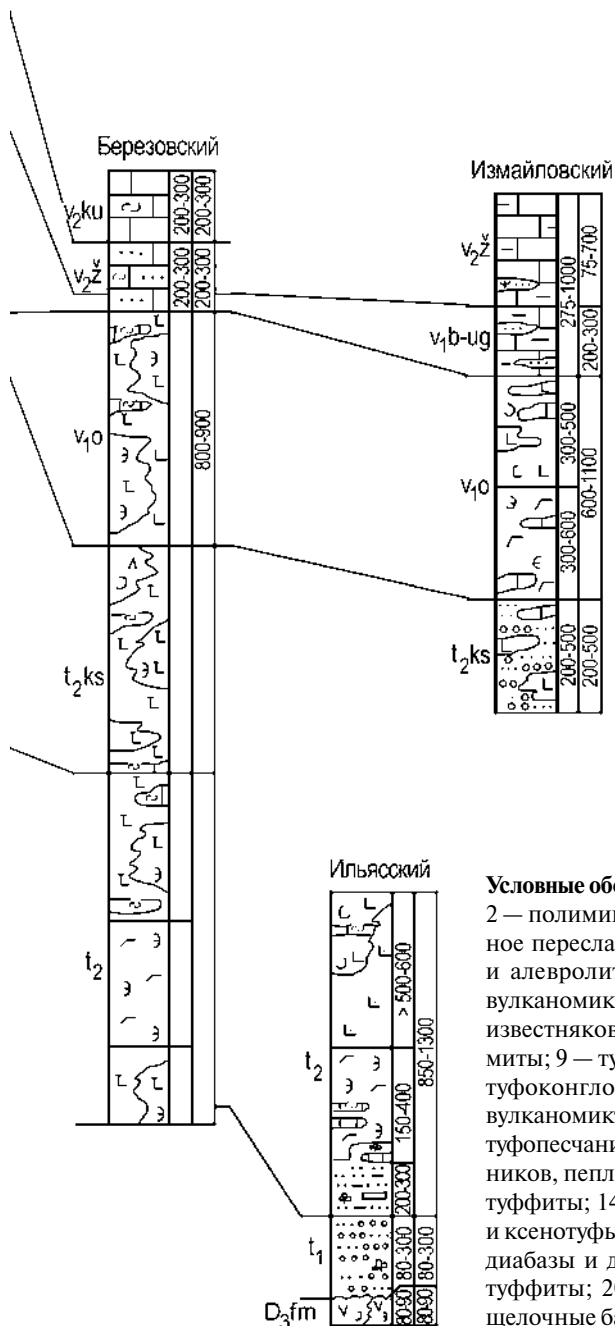
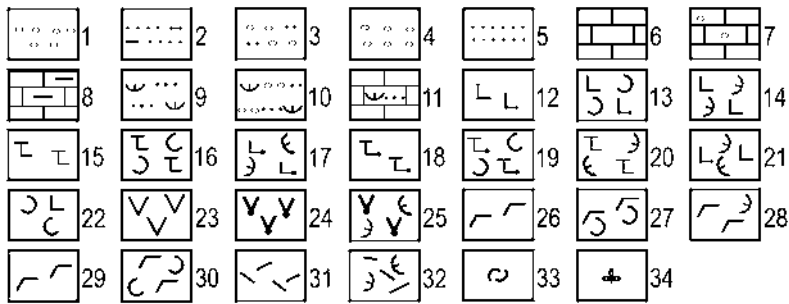


Рис. 2. Продолжение



Условные обозначения к рис. 2: 1 — полимиктовые конгломераты и гравелиты; 2 — полимиктовые песчаники и алевролиты, нередко углистые; 3 — ритмичное переслаивание полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов; 4 — вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; 5 — вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 6 — известняки; 7 — известняки, известняковые конгломераты и брекчии; 8 — глинисто-известковистые ритмиты; 9 — туфопесчаники, туфоалевролиты; 10 — ритмичное переслаивание туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов; 11 — ритмичное переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых и известняковых песчаников, пепловых туффитов, известняков; 12 — их туфы и ксенотуфы; 13 — их туффиты; 14 — базальты (диабазы и диабазовые порфириты); 15 — их туфы и ксенотуфы; 16 — их туффиты; 17 — базальты субщелочные (спилитовидные диабазы и диабазовые порфириты); 18 — их туфы и ксенотуфы; 19 — их туффиты; 20 — туффиты трахибазальтов; 21 — трахибазальты, реже субщелочные базальты и трахиандезито-базальты порфиоровые плагиоклазовые; 22 — их туфы к ксенотуфы; 23 — андезиты, реже трахиандезиты; 24 — трахиандезиты, реже андезиты, трахиты; 25 — их туффиты; 26 — риодациты, риолиты, реже трахириодациты; 27 — их туфы и ксенотуфы; 28 — их туффиты; 29 — трахириодациты, трахириолиты, реже риодациты; 30 — их туфы и ксенотуфы; 31 — риолиты, реже риодациты, трахириодациты; 32 — их туффиты; 33 — находки ископаемой фауны; 34 — находки ископаемой флоры

Рис. 2. Окончание

В последующее, кизеловское время позднего турне вулканизм был более интенсивным и в основном проявился в средней и южной частях грабена, где выявляются вулканические аппараты центрального типа (рис. 3). Нами реконструировано несколько стратовулканов с обширными полями пирокластических и лавовых фаций основного состава и небольшим объемом пород кислого состава. Это Богдановская, Греховская, Грязнушинская, Чекинская и другие менее крупные вулканические постройки.

В центральной части Магнитогорско-Богдановского грабена в кизеловское время вулканическая деятельность связана с трещинным излиянием и представлена переслаивающимися потоками лав базальтового состава.

В основании Чекинского разреза (см. рис. 2) такие базальты (пикродиабазы) имеют мощность 600–950 м и описаны Н.В. Струве как ершовская толща нижеберезовской подсветы [Донакова, Струве, 1959]. В Жинкинском разрезе одновременно формируются лавы, их туфы и ксенотуфы базальтового состава, определенно связанные с вулканами центрального типа, которые образовались на плече раздвиговой зоны. С вулканами центрального типа связаны также лавовые потоки андезитов и трахиандезитов Аблязовского разреза. Мощность толщи 300–500 м, время формирования отвечает кизеловскому времени позднего турне. Выше залегают туфы и туффиты основного состава с подчиненными потоками базальтов.

В разрезе Березовский в верхнем турне (першинский и кизеловский горизонты) выделяются три пачки. Нижняя сложена базальтами (диабазы), их туфами и туффитами, реже туфами трахидацитов, трахириолитов и риодацитов. Мощность 500–600 м. Средняя — туффиты, реже туфы трахириолитов, трахириодацитов, риодацитов. Мощность более 500–600 м. Эти пачки сопоставляются с теми, что имеются в Чекинском и Жинкинском разрезах. Верхняя пачка вновь представлена основными вулканиками в виде потоков подушечных шаровых лав, их лавокластитами, туффитами, туфопесчаниками, прослоями вулканомиктовых и известняковых песчаников, известняков. Мощность 500–600 м.

В Кипчакской подзоне получили развитие вулканогенно-осадочные разрезы. Так, в разрезе Ильясский верхний турне начинается с осадков угленосной (ильясовской) свиты, сложенной углестыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями туффитов базальтового состава. Мощность 200–100 м. Выше залегают фрагменты березовской свиты. Это ритмично-слоистые туффиты трахидацитового и трахириолитового, реже риолитового состава, среди которых отмечаются туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, вулканомиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты, известняки. Мощность 150–400 м.

На участке Ершовские Козлачи нижняя часть разреза фациально замещается отложениями ильясовской свиты. Выше ложится пачка базальтов (диабазы, микродиабазы) и их туфов с редкими прослоями известняков.

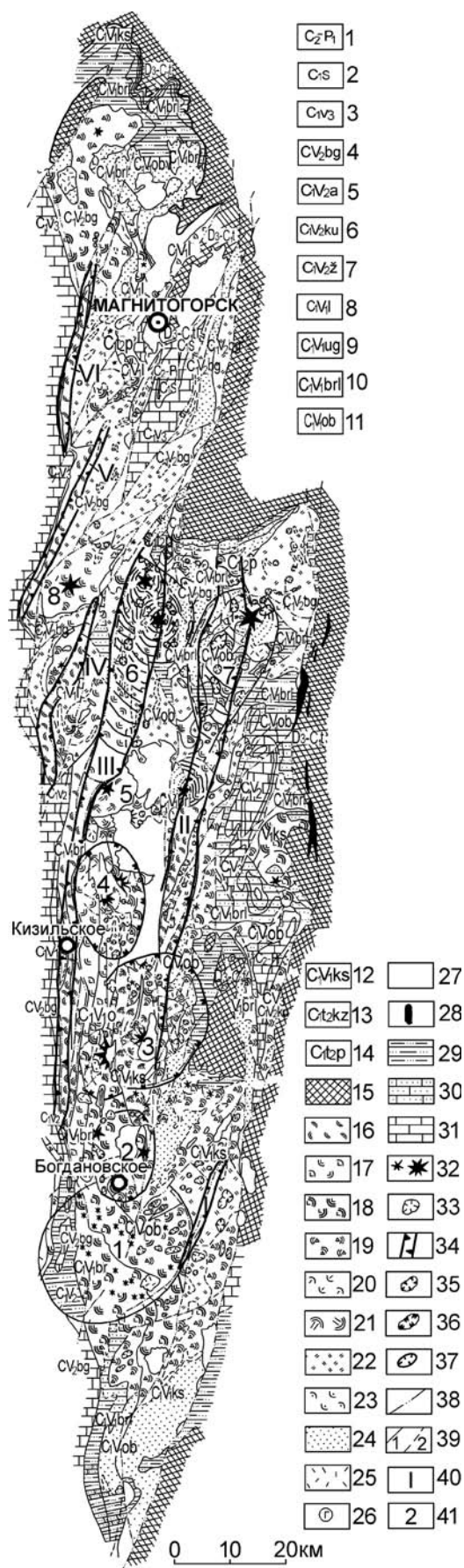
В заключительную стадию позднего турне (косьвинский горизонт) трещинное излияние базальтовых лав продолжается в двух линейных раздвиговых зонах разного простирания. В западной части грабена развита так называемая Центральная зона, которая имеет меридиональное простирание и контролирует размещение афировых и микропорфировых базальтов и микродолеритов косьвинского горизонта верхнего турне. Зона была активна и в последующее время. Простирание зоны в северном продолжении примерно с широты с. Сыртинский сменяется на СВ 15°. С этой широты и до с. Аблязово Центральная раздвиговая зона реконструируется как щитовая вулканическая постройка, разрез которой состоит из двух ярусов. Нижний ярус, так же как и в южных частях Центральной раздвиговой зоны, представлен переслаивающимися потоками лав основного состава. Второй ярус сложен вулканическими брекчиями и туфами основного состава, которые представляют собой продукты извержения вулканов центрального типа, в том числе и небольших некков и других вулканических центров, выполненных эруптивным материалом базальтового состава. В верхнем ярусе среди кислых вулканитов широко развиты экструзивные купола, овальное размещение которых подчеркивает вытянутый в север-северо-восточном направлении план щитового вулкана. Экструзивные и субвулканические фации кислого состава отвечают не только косьвинскому горизонту верхнего турне, но и последующему обручевскому горизонту нижнего визе. Все они располагаются закономерно относительно центра щитового вулкана, продуцировавшего базальтовые лавы вплоть до конца раннего визе.

В пределах Зингейского щитового вулкана реконструировано два крупных вулканических центра — Черноотрожинский и Тикасайский, окруженных кольцевыми структурами (разрывными нарушениями и экстррузивными куполами). Эти вулканические постройки продуцировали весь комплекс вулканогенных пород второго этажа крупного щитового вулканического сооружения.

Восточнее Центральной зоны раздвига располагается Жарумбайская зона, которая менее отчетливо выражена, но она прослеживается примерно с широты Чекинского щелочно-гранитного массива по азимуту 15°. В северной ее части на широте Зингейского щитового вулкана размещается другая аналогичная постройка, названная, как и раздвиговая зона, Жарумбайским щитовым вулканом.

Рис. 3. Палеовулканологическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена (по Д.Н. Салихову, А.В. Ярковой [1992], с изменениями)

Условные обозначения: 1 — отложения среднего карбона и перми; 2 — серпуховский горизонт; 3 — серпуховский ярус; 4 — богдановичский горизонт; 5 — аверинский горизонт; 6 — каменско-уральский горизонт; 7 — жуковский горизонт; 8 — либровичская подсвита; 9 — усть-греховский горизонт; 10 — бурлинский горизонт; 11 — обручевский горизонт; 12 — косьвинский горизонт; 13 — кизеловский горизонт; 14 — першинский горизонт; 15 — отложения фундамента пород каменноугольного пояса; 16 — базальты трещинного вулканизма; 17 — базальты и их пирокластические фации верхних горизонтов разрезов щитовидных вулканов и бортовых частей раздвигов; 18 — базальты вулканов центрального типа; 19 — туфы (преимущественно грубые) основного состава вулканов центрального типа; 20 — риолиты трещинного вулканизма; 21 — риолиты и их пирокластические фации прижерловых зон вулканов центрального типа; 22 — туфы и туффиты кислого состава; 23 — внутрикальдерные фации; 24 — фации удаленной зоны; 25 — гипабиссальные и субвулканические породы кислого состава; 26 — габбро, габбро-диабазы; 27 — габбро-гранитный и гранитизированный комплекс пород; 28 — ультрабазиты; 29 — вулканотерригенные формации; 30 — терригенные формации; 31 — карбонатные формации; 32 — центры вулканических извержений; 33 — экстррузивные купола; 34 — вулcano-тектонические линейные зоны долгоживущих раздвигов; 35 — кальдеры щитовидных вулканов; 36 — кальдеры стратовулканов; 37 — вулcano-тектоническая депрессия ареального вулканизма; 38 — синвулканические кольцевые и радиальные разрывы; 39 — границы распространения стратиграфических толщ, формаций (1) и фаций (2); 40 — наименование раздвиговых зон (лавы трещинных излияний): I — Гусихинский раздвиг, II — Жарумбайский раздвиг, III — Центральный раздвиг, IV — Новоянгельский раздвиг, V — Уральский раздвиг, VI — Западный раздвиг; 41 — наименование вулканических построек: 1 — Гусихинская кольцевая вулcano-тектоническая структура, 2 — Богдановский стратовулкан, 3 — Чекинский стратовулкан, 4 — Грязнушинский стратовулкан, 5 — Греховской стратовулкан, 6 — Зингейская щитовая вулканическая постройка с двумя вулканическими центрами (кальдерами): Черноотрожинским (южный) и Тикасайским (северный), 7 — Жарумбайская щитовая вулканическая постройка с вулканическим центром Утарка, 8 — Новоянгельская вулканическая постройка



В его сложении так же участвуют два структурных яруса. Нижний представлен переслаиванием потоков базальтов, верхний — контрастной ассоциацией вулканогенных пород. Вулканические фации основного состава в верхнем ярусе имеют подчиненное значение, но здесь довольно много даек, часть из которых имеет радиальное размещение, и штокообразных тел габбро-диабазов. Кислые вулканогенные породы особенно широко развиты, много пирокластике. Экструзивные купола риолитов также обрамляют крупный вулканический центр Урпечка и здесь, кроме того, присутствует тело гранит порфиров.

В собственно Жарумбайской раздвиговой зоне базальты представлены переслаиванием лавовых потоков, но в верхней части появляются прослойки пирокластического материала.

Юго-восточнее Жарумбайской зоны раздвига установлена еще одна зона раздвига, названная Гусихинской. Это небольшая зона, фрагменты которой прослеживаются на расстоянии 7–8 км по азимуту СВ 15°.

В промежуточном блоке между Центральной и Жарумбайской раздвиговыми зонами вулканическая деятельность связана с развитием стратовулканов, таких как Грязнушинский, Греховской 2, горы Острой. Первые два являются наиболее сложными и крупными. Они активно действовали в кизеловское время. При этом в косьвинское время произошло смещение их центров на юго-запад [Салихов, Яркова, 1992]. Среди продуктов деятельности этих вулканов преобладают лавовые потоки и пепловые, лапиллиевые, бомбовые туфы в основном базальтового состава. Они перекрываются риолитами и их пирокластическими аналогами. Стратовулкан горы Острой продуцировал исключительно породы риолитового состава.

К югу от охарактеризованной области проявления трещинного вулканизма (Центральной и Жарумбайской) и стратовулканов развиты многочисленные мелкие вулканические постройки, отличающиеся кратковременной эксплозивной деятельностью с образованием грубообломочных пирокластов базальтового состава. Они перекрываются вулканогенными породами кислого состава, которые относятся преимущественно к экструзивным и субвулканическим фациям. Таким образом, обширное плато вулканогенных пород косьвинского времени позднего турне связано с реальным типом вулканизма. Оно контролируется крупной Гусихинской кольцевой структурой, хорошо выраженной на космических снимках [Косарев, 1986].

Итак, верхняя часть березовской свиты соответствует косьвинскому горизонту верхнего турне. На территории Магнитогорско-Богдановского грабена эта часть березовской свиты обнажается во многих широтах. В районах Магнитогорского и Куйбасского карьеров нижняя часть косьвинского горизонта сложена известняками, обычно темно-серыми и черными, толстослоистыми. Очень редко среди них отмечаются прослойки туфоалевролитов и туффитов. Мощность 30–90 м. Выше залегает пачка пепловых, реже мелколапиллиевых туффитов и туфов трахидацитового, риодацитового состава, туфопесчаников, туфоалевролитов с редкими прослоями известняков. Мощность 100–150 м. Колебания мощности обеих пачек обязаны фациальному замещению верхней пачки известняков туффитами. На севере от г. Магнитной известняки полностью замещаются вулканогенно-осадочными породами.

К югу от г. Магнитогорска косьвинская часть березовской свиты является вулканогенной и здесь резко возрастает ее мощность. В основном это базальты, андезито-базальты, ранние трахиандезитобазальты, брекчиевые лавы, кластолавы, лавокластиты туфов, ксенотуфов, редко отмечаются андезиты, трахиандезиты и их туфы. В основании толщи есть прослойки известняков. Мощность толщи 700–900 м. Выше на базальтовый разрез ложится пачка риодацитов, дацитов, риолитов, трахидацитов, трахириодацитов и их туфов. Мощность этих образований 50–60 м. В них присутствуют экструзивные купола значительной мощности того же состава. Эти образования отмечаются в Первооктябрьском разрезе. А в Аблязовском разрезе на косьвинском уровне широко развиты туфы, туффиты, меньше — эффузивы базальтов, часто — туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями известняков, есть андезиты, трахиандезиты и их туфы. Мощность пачки 200–500 м. В верхах этой толщи наблюдаются пачки туффитов и туфов риодацитов пепловых, реже гравийных с прослоями известняков. Мощность 0–150 м.

В разрезе Березовский косьвинские образования базальтов, их туфов, ксенотуфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых и органических песчаников с прослоями

известняков являются продолжением разреза першинско-кизеловского времени и отвечают березовской свите. Здесь в верхней пачке локально развиты туфы трахидацитов, риодацитов около экструзивных куполов того же состава. Мощность вулканогенно-осадочной толщи 700–800 м.

Верхняя граница березовской свиты проявляется в разных разрезах по-разному: иногда она отчетливая, иногда не резкая. В разрезе Первооктябрьский, что южнее г. Магнитогорска, свита заканчивается пачкой криноидно-полидетритовых известняков. В Аблязовском разрезе верхняя часть ее представлена туфами и туффитами основного состава, а также туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями известняков. В этом разрезе изредка присутствуют андезиты, трахиандезиты и их туфы. Мощность этой пачки 200–500 м. В верхах этой толщи наблюдается пачка туффитов и туфов риодацитов пепловых, реже гравийных с прослоями известняков, выклинивающаяся к западу от меридиана г. Сара-Тюбе. Мощность 0–150 м.

В Чекинском разрезе выше толщи микродиабазов залегает ритмичная пачка туффитов риолитового состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, известняков. Верхнюю границу березовской свиты следует проводить по кровле известняков, т. к. последние на севере не образуют выдержанные пачки, а представлены частыми прослоями среди кислых вулканитов — завершающих продуктов вулканического цикла березовской свиты. Этот разрез известен в литературе как «Грязнушинский» и его полное описание есть в Путеводителе экскурсии по разрезам карбона [1972].

Вышележащая греховская свита также датируется фаунистически косьвинским временем, и в ряде разрезов видно как она залегает на березовской.

В разрезе Березовский верхняя часть березовской свиты соответствует обручевскому горизонту, являясь продолжением единого разреза толщи диабазов, описанных в этом разрезе при характеристике косьвинского горизонта и других возрастных уровней верхнего турне. В этом разрезе березовской свиты имеется непрерывный разрез: верхний турне (пестерковский — косьвинский) — нижний визе (обручевский) ($C_1 t_2(p-ks) - V_1(ob)$).

В Кипчакской подзоне вулканогенный тип разреза либровичского надгоризонта наблюдается в разрезе Измайловский. Выделяются две пачки. Нижняя сложена ритмичнослоистой толщей туффитов и туфов риодацитов и риолитов с фауной в известняках либровичского горизонта, отнесенных к березовской свите. Мощность 300–500 м. Верхняя пачка сложена туфами, реже лавами субщелочных базальтов и базальтов греховской свиты. Мощность 300–500 м.

Считается, что вулканитами березовской свитой заканчивается цикл вулканизма, который начинается базальтами и завершается кислыми образованиями, а следующий греховский цикл, естественно, начинается с базальтов [Салихов, Яркова, 1992].

При этом соотношения между свитами в большинстве известных разрезов нормальные: вулканиты греховской свиты налегают на образования березовской без перерыва, отсутствуют признаки угловых несогласий и отмечается последовательное налегание вышележащих на подстилающие породы. Вместе с тем есть примеры других соотношений. Так, в разрезе Новоивановский в подошве пачки вулканитов греховской свиты фиксируется местный размыв — в основании ее выделяется ритмичная пачка вулканомиктовых песчаников, обломочный материал которых представлен продуктами размыва нижележащей глумилинской свиты. Однако размыв был неглубокий, так как песчаники обручевского горизонта ложатся на образования косьвинского горизонта.

Более выраженный перерыв отмечается в основании либровичского надгоризонта в разрезах Магнитогорск-Товарная и Димитровский. Отложения обручевского горизонта здесь ложатся на породы разного состава и возраста. В разрезе Магнитогорск-Товарная они залегают на известняках верхнего фамена, т. е. размыты отложения всего турне и верхов фамена (аналоги литвинского горизонта). В основании обручевского горизонта есть пачка известняков из всех пачек свиты г. Магнитной с фауной от верхнего фамена до косьвинского горизонта включительно и обломки верхнедевонских эффузивов. В Димитровском разрезе вулканиты греховской свиты ложатся на размытую поверхность пород от косьвинского горизонта до фамена.

Таким образом, на границе березовской и греховской свит проявился размыв, который имел, очевидно, локальный характер.

Обращает внимание еще одно обстоятельство по вопросу границы березовской и греховской свит. В Чекинском разрезе граница между свитами проходит внутри косьвинского горизонта. Здесь

на пачке туффитов и туфов риодацитов березовской свиты залегает толща субщелочных базальтов, трахиандезито-базальтов и андезито-базальтов обычно микропорфировых и афировых, изредка с прослоями их туфов, туффитов риодацитового состава и известняков греховской свиты. Мощность их от 200–400 до 800–900 м.

В Аблязовском разрезе выше туффитов и туфов риодацитового состава косьвинского возраста залегает толща субщелочных базальтов, трахиандезито-базальтов и андезито-базальтов, обычно микропорфировых и афировых с редкими прослоями их туфов, туффитов риодацитового состава и известняков. В них также присутствуют фаунистические остатки косьвинского возраста (например, в разрезах по реке Зингейка). Эта толща уже относится к греховской свите.

В Жинкинском разрезе косьвинский горизонт представлен только вулканитами греховской свиты, в которой выделяется две пачки, в общем сходные с теми, что указаны были для Чекинского разреза. Нижняя пачка, залегающая на вулканитах кизеловского горизонта, представлена субщелочными базальтами и базальтами, обычно афировыми и микропорфировыми, иногда кайнотипного облика, их лавокластитами с прослоями известняков. Мощность пачки 500–800 м. На нее ложится пачка туфов трахириодацитов, реже риодацитов с редкими прослоями известняков. Мощность около 500 м. Верхняя граница косьвинского горизонта здесь, видимо, проходит в однородной пачке кислых вулканитов.

В разрезе Зингейский вулканогенные образования косьвинского уровня отвечают греховской свите. Здесь выделяются две пачки, аналогичные Чекинскому разрезу. Нижняя пачка, мощностью более 800 м, представлена базальтами. Верхняя, мощностью от 300 до 1200 м, представлена трахириодацитами, реже риодацитами, среди которых преобладают туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, реже эффузивы и туфы. Граница с вышележащими обручевскими отложениями проходит внутри однородной пачки прослоев известняков.

В северном секторе Магнитогорско-Богдановского грабена в обручевское время также происходила активная вулканическая деятельность, следы которой изучены в южной части Магнитогорского рудного поля.

В последующее, бурлинское время раннего визе вулканическая деятельность преобладала в Центральной зоне в виде трещинных излияний, представленных микропорфировыми базальтами, иногда оливинсодержащими.

В Магнитогорском рудном поле в разрезе этого горизонта выявляются вулканические аппараты центрального типа, например, Новоянгельский стратовулкан.

В южной части Центральной зоны вулканогенные фации сменяются терригенными осадками средневизейского возраста.

Еще большее сокращение роли продуктов вулканизма характерно для вышележащего усть-греховского горизонта. Таковые достоверно установлены в устье руч. Греховка по левому берегу р. Урал, где они представлены риолитовыми порфирами. В Магнитогорском рудном поле в разрезе усть-греховского горизонта присутствуют риолиты и базальты. Вообще вулканическая деятельность в усть-греховское время имела весьма локальный и рассеянный характер. Она завершает крупный цикл вулканической деятельности, начавшийся в раннем визе. Вулканогенные образования этого цикла непрерывно связаны между собой и составляют единый грязнушинский комплекс, который имеет ритмичное строение, особенно хорошо выраженное по его периферии. Первый ритм в общем отвечает косьвинскому горизонту верхнего турне и представлен контрастной базальт-риолитовой ассоциацией. Сходная ассоциация пород свойственна и обручевскому горизонту нижнего визе на юге грабена и бурлинскому в его северной половине. По-видимому, вулканиты усть-греховского горизонта составляют наиболее сокращенный последний ритм. В Центральной же раздвиговой зоне, вероятно, базальтовый вулканизм был непрерывным от косьвинского времени до бурлинского включительно. В конце бурлинского времени слабо проявился кислый вулканизм. Контрастные ассоциации хорошо окаймляют центры вулканической деятельности и показывают на их миграцию с юга на север.

На севере Магнитогорско-Богдановского грабена в основании либровичского надгоризонта присутствует пачка основных вулканитов. Представлена она субщелочными базальтами (спилитовидными диабазами), трахиандезито-базальтами, реже нормальными базальтами и андезито-базаль-

тами, брекчиевыми лавами, кластолавами, лавокластическими туфами, ксенотуфами и туффитами всех этих пород, с прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, известковистых конгломератов, гравелитов, песчаников и известняков. Редко отмечаются андезиты, трахиандезиты, их туфы, туффиты риодацитов. Мощность 100–700 м. Они описаны как третья пачка березовской свиты. В разрезах Первооктябрьский, г. Магнитной эти пачки стратиграфически согласно залегают на отложениях козьвинского горизонта. Верхняя пачка березовской свиты (в разрезах Кремневый Лог, Первооктябрьский, г. Магнитогорск, г. Магнитной, Новоивановский) сложена туфами, ксенотуфами и туффитами риодацитов и риолитов, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже риодацитами, риолитами, изредка дацитами, трахидацитами, трахириодацитами и их кластолавами с прослоями глинистых известняков. Низы этой пачки относятся, видимо, еще к нижнему визе. Общая мощность пачки 220–700 м.

В разрезе Аблязовском либровичский надгоризонт представлен вулканитами греховской свиты. В основании развиты ритмично-слоистые туффиты, реже туфы трахидацитов, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями известняков и фауной обручевского горизонта. Эти осадки обнажены по руч. Зингейка и руч. Урпечка, ранее описаны под названием урпекская толща [Плюснин и др., 1962]. На удалении от этого разреза данная пачка представлена вулканитами того же состава, но вместо вулканогенно-осадочных пород в ней преобладают туфы и лавы. В известняках присутствует фауна обручевского горизонта. Мощность отложений 300–600 м.

Выше залегают пачка субщелочных базальтов и базальтов, трахиандезито-базальтов и андезито-базальтов обычно порфириковых и афировых, изредка с прослоями их туфов и известняков. Эти породы аналогичны тем, что описаны в том же разрезе козьвинских образований из низов греховской свиты. Мощность 150–300 м.

В разрезе Чекинский аналогичные по поставу образования, описанные выше, отнесены к греховской свите и залегают, в отличие от разреза Аблязовский, в основании либровичского надгоризонта. В верхней половине пачки основных вулканитов присутствует фауна, характерная для бурлинского горизонта. Мощность этого горизонта 500–850 м.

Выше залегают пачка вулканомиктовых песчаников с известняками, на которую ложится слой вулканомиктовых грубообломочных конгломератов, на которых залегают пачка трахириодацитов. Комплекс фауны в известняках усть-греховского возраста. Мощность отложений 550–700 м.

В разрезах Зингейский и Жинкинский отложения обручевского горизонта отвечают греховской свите. Выше в разрезе Зингейский лежит пачка субщелочных базальтов, аналогичных описанным в разрезе Аблязовский.

Вулканогенные породы верхневизейского подъяруса известны в основном на севере Магнитогорско-Богдановского грабена, а в центральной его части в — Аблязовском и Чекинском разрезах. Представлены они, главным образом, риолитами и риодацитами, а также их пирокластикой. Они отвечают жуковскому горизонту. Кислые вулканиты присутствуют в разрезах Кирса, Кремневый Лог, Первооктябрьский. В разрезе Худолаз вулканиты представлены пачкой субщелочных базальтов, реже их лавокластами трещинного излияния, на которых лежат осадочные отложения кизильской свиты. В разрезе Худолаз эти вулканиты относятся к жуковскому горизонту, а на севере (разрез Кирса) возраст базальтов в основании не моложе раннего визе (бурлинский и усть-греховский), выше также отвечают жуковскому горизонту, а в самых верхах также в прослоях известняков установлены фораминиферы аверинского горизонта. Этому же возрасту, по-видимому, отвечают базальты и их лавокласты трещинного излияния в Уральской и Западной раздвиговых зонах (см. рис. 3). В других вулканогенных разрезах (Кремневый Лог, Богатые горы, Узун-Зял) вулканиты верхнего визе в наиболее полных разрезах представлены тремя пачками: нижняя и верхняя — субщелочными базальтами, а средняя — трахириодацитами, трахириолитами, их туфами и ксенотуфами. В разрезе Первооктябрьский отсутствует верхняя пачка, в разрезах Магнитогорск-Товарная, г. Магнитная, Новоивановский наблюдается лишь нижняя пачка.

В нижней пачке во всех разрезах преобладают лавы и связанные с ними кластолавы и лавокластик. По составу это щелочные базальты и андезито-базальты. Преобладают афировые и микро-