

## ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРЕДЧИНГИЗЬЯ

Л.В. Сергеева

*Республиканское государственное казенное предприятие  
«Институт геологических наук им К.И. Сатпаева»  
480100, Казахстан, г. Алматы, ул. Кабанбай батыра, 69 а  
E-mail: SergeevFamilySah@mail.ru  
Поступила в редакцию 11 ноября 2003 г.*

Рассматриваются палеонтологически подтвержденные части разреза девонских отложений, откартированные за последние пять лет на территории Семипалатинского полигона, расположенного в Северном Предчингизьи. Приводится краткая литофациальная и палеонтологическая характеристика выделенных толщ, накопившихся в разных седиментационных обстановках окраинного океанического бассейна. На основе преобладающего типа седиментации и магматизма предлагается одна из возможных моделей геодинамического развития изученной территории. Полученная геодинамическая модель позволяет высказать предположение, что развитие Чингизской островной дуги не закончилось с завершением каледонского этапа тектогенеза, как принято считать в настоящее время. В девоне произошла обычная для длительно развивающихся подвижных поясов смена геодинамической обстановки, в результате которой Чингизская островная дуга в начале девона вступила в завершающую фазу своего развития.

Ключевые слова: *девон, Казахстан, стратиграфия, палеонтология, брахиоподы, геодинамика.*

## DEVONIAN SEDIMENTS OF THE NORTHERN PREDCHINGIZ'YE

L.V. Sergeeva

*Republican State Official Enterprise «Institute of Geology of the Sciences by name of K.I. Satpayev»*

There are considered paleontological confirmed parts of the Devonian sediments sections, mapped within of the Semipalatinsk area for the last five years. This area is located in the Northern Predchingiz'ye. There is given a short lithofacies and paleontological characteristic of the selected thicknesses have collected in different sedimentation conditions of the marginal oceanic basin. One of probable models of geodynamic development of the investigated area on the basis of prevailing type sedimentation and magmatism is proposed. The received geodynamic model allows to suggest that development Chingiz island arc has not ended with completion Caledonide tectogenesis stage as it is considered to be now. The usual for a long developing mobile zones replacement of geodynamic conditions has taken place in Devonian age. It is resulted Chingiz island arc has entered in a finishing phase of the development at the beginning of Devonian.

Key words: *Devonian, Kazakhstan, stratigraphy, paleontology, brachiopods, geodynamic.*

В середине 90-х годов, после почти пятидесятилетнего перерыва, территория Семипалатинского ядерного полигона (рис. 1), расположенного в Северном Предчингизьи, была вновь открыта для геологических исследований, начатых еще во второй половине 20-х годов прошлого столетия (А.К. Мейстер, Б.В. Колокольников, Н.Н. Горностаев и другие). С 1995 по

1997 гг. Институтом геологических наук Казахстана, в рамках государственного заказа, была проведена геологическая съемка листа М-44-ХІІІ, в выполнении которой приняла участие и автор настоящей статьи [Ергалиев и др., 1998]. В последующие годы (1998–2002) сотрудники института продолжили специализированные палеонтологические, литологические и структурно-

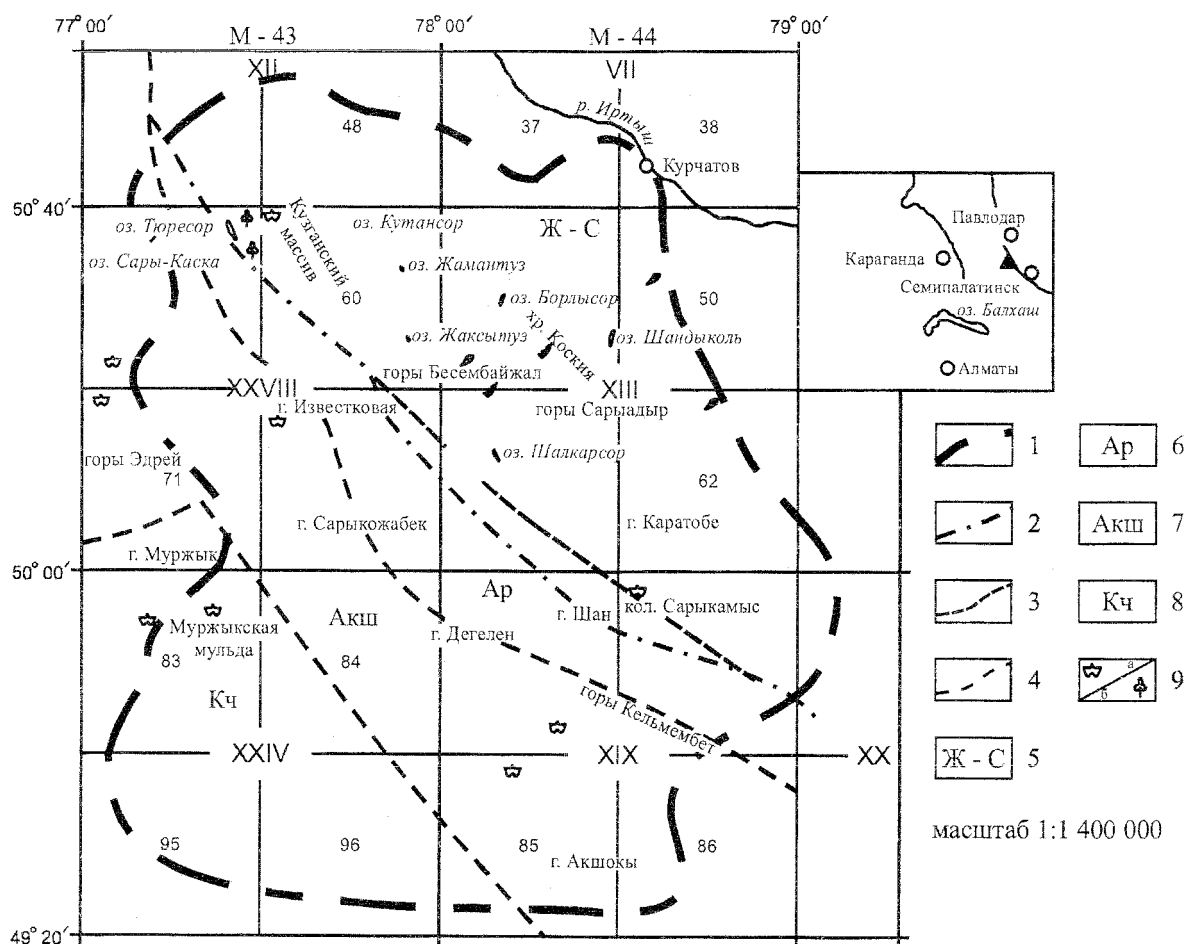


Рис. 1. Схема районирования площади Семипалатинского полигона и основные места отбора органических остатков девонского возраста.

1 – административная граница Семипалатинского полигона. 2 – Калба-Чингизский разлом. 3 – тектонический уступ. Наиболее вероятное направление Калба-Чингизского разлома на данном участке. 4 – границы структурно формационных зон (СФЗ). 5 – Жарма-Саурская СФЗ. 6 – Аркалыкская СФЗ. 7 – Акшиманская СФЗ. 8 – Канчингизская СФЗ. 9 – места сбора органических остатков: а – фауны, б – флоры.

формационные исследования самого полигона и прилегающих к нему районов [Ергалиев и др., 1999, 2000; Никитина и др., 2002].

Девонские отложения на территории полигона начинаются субаэральными эффузивами (андезито-базальты до трахириолитов), основные выходы которых сосредоточены в Акшиманской структурно-формационной зоне (СФЗ) (см. рис. 1, 2). В крупных вулканотектонических структурах андезитобазальты тяготеют к основанию толщи вулканитов, а субщелочные и кислые разности – к верхам разреза. В резко подчиненном отношении к эффузивам находятся прослой быстро выклинивающихся грубообломочных вулканогенно-осадочных пород и туфов сходного с вулканитами состава. В более мелких структурах такая после-

довательность обычно нарушается и наблюдается только какая-то из частей разреза.

Работами 1995–1996 годов В.М. Шужановым из общей массы эффузивно-пиракластических пород полигона (по аналогии со структурами хр. Чингиз) были выделены нижнедевонские вулканиты средне-основного состава (андезито-базальты, андезиты, реже базальты) с прослоями грубообломочных вулканогенно-осадочных пород, реже андезитобазальтовых литокластических туфов и субвулканическими телами трахиандезит-дацитов [Ергалиев и др., 1998]. Такая ассоциация вулканитов характерна для нижнего девона Чингиза и Предчингизья [Шужанов, 1988]. Вулканиты кислого состава с резко выраженным щелочным уклоном (трахириолиты, трахида-

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРЕДЧИНГИЗЬЯ

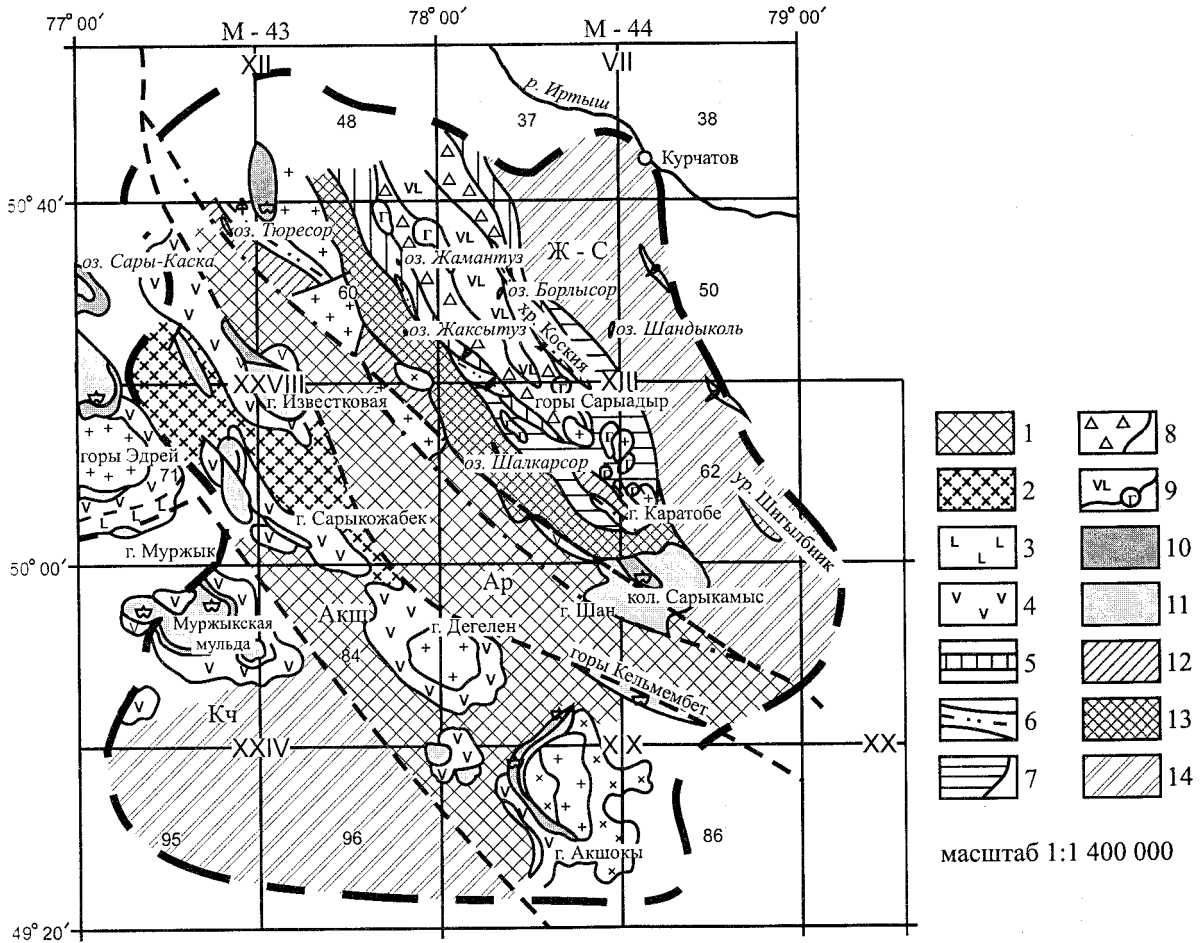


Рис. 2. Схема геологического строения территории полигона.

1 – вулканогенно-осадочные отложения кембро-ордовика; 2 – вулканогенно-осадочные отложения кембро-силура; 3 – нижнедевонские вулканиты  $vD_1$ ; 4 – отложения машанской свиты  $D_{1-2} ms$ ; 5 – вулканогенно-терригенная толща  $D_2 gv-D_3 fr$ ; 6 – яшмово-кремнисто-базальтовая толща  $D_3 fr$ ; 7 – пестроцветная толща  $D_3 fr_2-fm_1$ ; 8 – зеленоцветная толща  $D_3 fr_2-fm_1$ ; 9 – туфо-андезито-базальтовая толща; 10 – карбонатно-терригенные отложения  $D_3 fm_2-C_1 t_1$ ; 11 – карбонатно-терригенные отложения  $C_1 t_2-v_1$ ; 12 – терригенные отложения  $C_1 v_3-s$ ; 13 – терригенные и вулканогенно-терригенные отложения среднего-позднего карбона  $C_{2,3}$ ; 14 – мезокайнозойские отложения.

циты), лежащие стратиграфически выше, и сопутствующие им разнообразные (от агломератовых до пепловых) туфы того же состава были отнесены к машанской свите (нижний девон верхи эмского – средний девон эйфельский ярус) Чингиз-Тарбагатай. В сравнении с подстилающими вулканитами нижнего девона, где основу составляют лавы, в отложениях, выделенных на территории полигона в машанскую свиту, преобладает пирокластический материал и широко развиты, как в Акшиманской так и в Жарма-Саурской СФЗ территории полигона, субвулканические образования риолитового, ортофирового и фельзитового состава [Ергалиев и др., 1998].

Работами последних лет [Ергалиев и др., 1998–2000; Никитина и др., 2002] в северо-восточной части Семипалатинского полигона (Жарма-Саурская СФЗ) был откартирован средне-позднедевонский аккреционный комплекс (рис. 2), включающий пиллоу-лавы базальтов, андезито-базальтовую Борлысорскую островную дугу и синхронные с ней отложения проксимальных и дистальных турбидитов. Аккреционный комплекс обнажается серией мелких сопков и гряд северо-западного простирания. Слагающие его породы интенсивно дислоцированы и повсеместно нарушены многочисленными разноамплитудными разломами взбросо-надвигового типа. Вдоль разрывных нарушений (особенно се-

ро-западного простираения) породы сильно рассланцованы, метаморфизованы, смяты в узкие изоклинальные и мелкие дисгармоничные складки. Углы падения слоев в складках колеблются в широких пределах от 30 до 80°. Контакты толщ выделенных в обнажающейся части структуры обычно сорваны разрывными нарушениями. Здесь выделяется пять, близких по возрасту, но накопившихся в разных седиментационных обстановках окраинного океанического бассейна, толщ: 1 – вулканогенно-терригенная, 2 – яшмово-кремнисто-базальтовая, 3 – пестроцветная (флишевая), 4 – зеленоцветная и 5 – туфо-андезито-базальтовая (см. рис. 2).

Следует отметить, что ранее яшмово-базальтовая и нижняя часть флишевой [Ергалиев и др., 1998, 1999] относились к фаменскому ярусу верхнего девона, на основании находок в яшмах позднедевонских конодонтов и в турбидитах – брахиопод плохой сохранности, определяющих возраст широко (поздний девон – начало турнейского века раннего карбона). Верхняя часть зеленоцветной и туфо-андезитовая толща относилась к майтлюбинской свите верхнего карбона [Ергалиев и др., 1998, 1999]. Верхняя часть пестроцветной (флишевой) и нижняя часть зеленоцветной толщ, а также терригенная часть разреза в районе горы Каратобе, в углистых алевролитах которой были обнаружены споры и пыльца серпуховского возраста, относились к нижней подсвите, впервые выделенной в районе, сериктасской свиты  $S_1v_3$ -s [Ергалиев и др., 1998, 1999] или к верхней подсвите той же свиты [Васюков и др., 2002]. Еще более ранними работами эти отложения, включая все выше перечисленные толщи, входили в состав или кояндинской свиты турнейского возраста [Кузьмин и др., 1971, лист М-44-62-В], или коконьской свиты ранневизейского возраста [Глухенький и др., 1987, лист М-43-60-В, Г].

**1. Вулканогенно-терригенная толща (проксимальные турбидиты)** – живетский ярус – франский ярус девона (см. рис. 2, рис. 3, колонка 8).

Обнажается в районе озера Жамантуз, северо-восточнее гор Бесембайжал, к юго-западу от гор Сарыадыр, к северо-западу от хребта Коския и к северу от него, т.е. в самом основании Борлысорской, по Ю. А. Васюкову [2001], островной вулканической дуги (см. рис. 2). В составе толщи вулканиты преобладают над туфогенно-осадочными породами и изменяются от базальтов и трахибазальтов с их пирокластами через андезито-базальты до риодацитовых и трахириолитовых лав, игнимбритов и туфов [Васюков и др., 2002].

С юго-западной стороны Борлысорской островной дуги (от гор Бесембайжал к северо-западу и в районе озера Мендыколь) преобладают кислые эффузивы. Осадочные породы представлены маломощными (1–10 м) пластами и линзами вулканомиктовых песчаников и гравелитов с обломками основных и кислых вулканических пород, а в кровле толщи появляется пачка карбонатных песчаников (мощность до 20 м, протяженность до 1 км) с прослоями брекчированных водорослево-криноидных известняков, в которых собраны табуляты и ругозы. Здесь Н.И. Ивановой определены: *Thamnopora cf. cervicornis* (Blainv.), *Coenites sp.*, *Cladopora sp.*, *Striatopora sp.*, *Thamnopora sp.*, *Placocoenites medius* (Lec.), *Placocoenites? crassimus* Dub., *Tyrganolites sp.*, *Cladopora sp.*, указывающие на живет-франский возраст.

С северо-восточной стороны Борлысорской дуги (к северо-западу от хр. Коския) преобладают основные и средне-основные продукты подводных излияний, которые находятся в переслаивании с турбидитами, конгломератобрекчиями и гравелитами, содержащими плохо окатанные обломки яшм, кварцитов, андезито-дацитов, дацитов, фтанитов [Васюков и др., 2002; Никитина и др., 2002]. Повсеместно породы толщи подвержены либо ороговикованию, либо интенсивному гидротермальному калиевому и кварц-серицитовому метасоматозу. По данным Ю.А. Васюкова, вулканические породы толщи известково-щелочные, преимущественно натриевые. Трахибазальты высокоглиноземистые, магнезиально-железистые с высоким содержанием титана (до 2,25 %).

**2. Яшмово-кремнисто-базальтовая толща.** Верхний девон, франский ярус – самые низы фаменского яруса (см. рис. 2, рис 3, колонка 7). Она объединяет отложения яшмово-базальтовой или егизбайской [Никитина и др., 2002] и кремнисто-базальтовой толщ [Васюков и др., 2002]. Подстилается фрагментами разреза вулканогенно-терригенной толщи.

Первая (яшмово-базальтовая) откартирована южнее пос. Кызыл-Кудук, к югу от оз. Жамантуз, юго-восточнее оз. Жаксытуз, хр. Коския, у северо-восточного подножия сопки Сарыадыр, а так же в районе г. Каратобе (см. рис. 2). Толща сложена преимущественно вишневыми, до сургучно-красных, яшмами-радиоляритами, которые переслаиваются с пестроокрашенными (от светло-серо-желтоватых до темно-зеленых) яшмами и се-

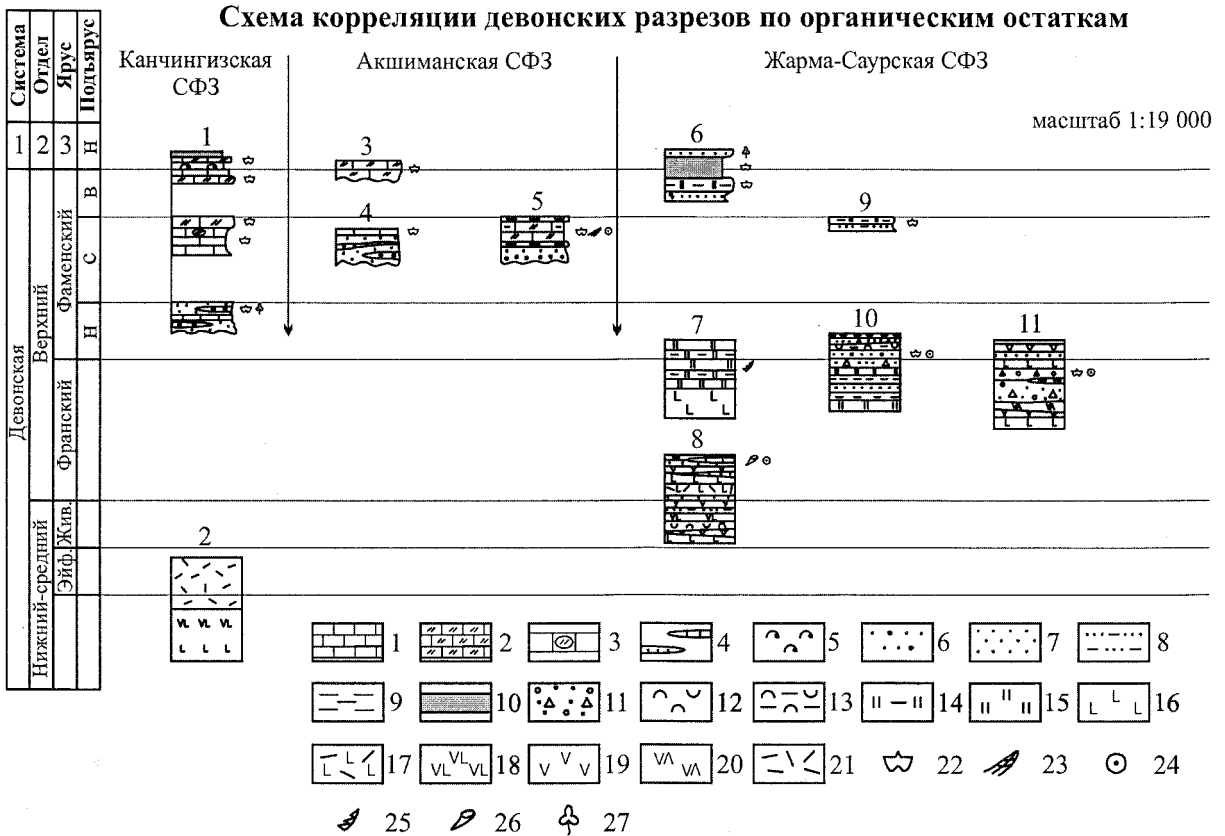


Рис. 3. Схема корреляции девонских разрезов по органическим остаткам.

Разрезы: 1 – Муржикская мульда, 2 – район гор Эдрей, 3 – гора Известковая, 4 – юго-восточнее оз. Сары-Каска, 5 – севернее г. Акшоки, 6 – в 6 км на СВ-45 от горы Шан, 7 – яшмово-кремнисто-базальтовая толща, 8 – вулканогенно-терригенная толща, 9 – на север от колодца Сарыкамьс, 10 – пестроцветная толща, 11 – зеленоцветная толща.

1 – известняки, 2 – окремненные известняки, 3 – известняки с желваками кремней, 4 – линзы известняков, песчаников, гравелитов, 5 – органогенно-детритусовые известняки, 6 – гравелиты, 7 – песчаники, 8 – алевропесчаники, 9 – алевролиты и аргиллиты, 10 – мергели, 11 – конгломерато-брекчии, 12 – туфы и туффиты, 13 – туфоалевролиты, 14 – кремни и кремнистые алевролиты, 15 – яшмы, 16 – базальты, 17 – трахибазальты, 18 – андезибазальты, 19 – андезиты, 20 – андезито-дациты, 21 – риолиты и трахиты, 22 – брахиоподы, 23 – мшанки, 24 – криноидеи, 25 – конодонты, 26 – кораллы (табуляты, ругозы), 27 – флора.

рыми до черных кремнями (фтанитами). Яшмы обычно слагают положительные формы рельефа в виде узких, ограниченных разломами гряд. Подстилаются пиллоу-лавами базальтов. Практически повсеместно в светлоокрашенных яшмах, реже кремнях, встречаются позднедевонские конодонты: *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson et Meche., *P. perlobata helmsi* Ziegl., *P. marginifera marginifera* Stauf., *P. distorta* Branson et Meche., *Polygnathus communis communis* Wolska и др. (Определение Г. Е. Шинкарёва, 1997 г. [Ергалиев и др. 1998, 1999, 2000]).

В тектоническом блоке вкрест простирания гряды Егизбай (отсюда егизбайская толща) О.И. Никитиной составлен разрез яшмовой пачки моноклиналиного залегания с крутыми (до вертикальных) падениями на юго-запад. Разрез начинается у северо-восточного подножья гряды от ядерной части узкой изоклиналиной складки:

1. Базальты миндалекаменные, грязно-зеленые, слагают ядро антиклинали ..... 35 м

2. Яшмы темно-бурые и мясо-красные, железистые, с включениями и прожилками гематита, окислов марганца, брекчированные, окварцованные ..... 95 м

3. Радиоляриты сургучные, гематитизированные, с прослоями (0,5–1,0 м) желтовато-палевых кремнистых алевролитов, алевропелитов, с редкими конодонтами в светлых разностях. Аз. пад. 240°, угол пад. 60–70° ..... 12 м

4. Кремни тонкослоистые, с яркой полосчатостью по слоистости, от темно-вишневых до желтовато-серых, медово-желтых, розовато- и зеленовато-серых. Светлые полупрозрачные прослои переполнены конодонтами: *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, элементы *Polygnathus commnis communis* Wolska, *Palmatolepis distorta* Br. et Mehl, *P. marginifera marginifera* Stauffer, *P. cf. perlobata* Ulrich et Bassler и многочисленные обломки и элементы родов *Palmatolepis* и *Polygnathus* (определения А.М. Жилкайдарова и Г.Е. Шинкарева, 2001) ..... 12 м

5. Яшмы-радиоляриты палево-желтые, полупрозрачные с неясной слоистостью ... 14 м

6. Яшмы ярко-красные, глинистые, матовые, слабо железистые ..... 25 м

7. Яшмы ярко-зеленые, зеленовато-серые, местами черные и бурые, брекчированные и окварцованные ..... 40 м

Общая мощность разреза – 230 м.

К северо-западу, по простираанию гряды, наблюдается согласное налегание на нее пестроцветной флишеидной толщи [Никитина и др., 2002]. Следует отметить, что яшмы (слой 2), непосредственно контактирующие с базальтами, содержат вкрапленность и гнездовые скопления окислов и гидроокислов марганца и железа, которые иногда образуют локальные скопления сплошных марганцевых руд [Ергалиев и др., 1998].

Вторая толща (кремнисто-базальтовая) располагается между озером Тюрессор и северной частью Кузганского гранитного массива (лист М-43-60-А, см. рис. 1, 2) и уходит на территорию соседнего с севера листа. Здесь обнажаются базальты, переслаивающиеся с кремнистыми алевролитами и туффитами. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют андезит-базальты, яшмы и мелкозернистые вулканомитовые песчаники. Мощность толщи до 800 м [Васюков и др., 2002].

В 2002 г. северо-восточнее озера Тюрессор геологами АО «Азимут Энерджи Сервисез» А.М. Глуховым и З.А. Климахиной в кремнистых алевролитах кровли толщи была собрана флора, а в известковистых алевролитах – брахиоподы. Л.А. Гогановой здесь определены: *Leptophloeum rhombicum* Daws., *Knorria* sp.,

*Helenia* sp., фрагменты стволов *Pseudobornia cf. ursina* Nath. и стеблей *Pteridorachis* sp., *Phacophyton* sp. – характеризующие поздний девон. Из брахиопод З. А. Климахиной определены: *Aulacella* sp., *Stropheodonta ex gr. latissima* Bouch., *Xystostrophia ex gr. umbracula* (Schloth.), *Retichonetes cf. nanus* (Vern.), *Productella ex gr. subaculeata* (Murch.), *Atrypa ex gr. subdimidiata* Sverb., *Mucrospirifer* sp., *M. ex gr. mesocostalis* (Hall), указывающие на верхи франа-фаменский возраст [Васюков и др., 2002]. Прежде эти отложения относилась к кембрию [Глухенький и др., 1987] и кембро-ордовику [Васюков и др., 1991].

От яшмово-базальтовой (егизбайской) толщи данные отложения отличаются только большим содержанием (до 40 %) вулканогенного материала и преобладанием кремнистых алевролитов над яшмами, что свидетельствует о разных батиметрических уровнях накопления формирующих их осадков, разной степени удаленности от действующих вулканов и несомненной взаимозаменяемости по латерали.

Согласно результатам силикатного анализа, базальты яшмово-кремнисто-базальтовой толщи повышенной щелочности, калиево-натриевые, меньше натриевые, умеренно-, реже низко-глиноземистые [Васюков и др., 2002]. Содержания титана повышенные и высокие (1,9–3,8 %), что соответствует как базальтам океанических островов, так и континентальных рифтов [Фролова, Бурикова 1997].

**3. Пестроцветная толща (дистальные турбидиты).** Выделена как флишевая толща или балтемирский флиш [Ергалиев и др., 1999, 2000; Никитина и др., 2002]. Обнажается в треугольнике севернее озера Шалкарсор – гора Каратобе и на север к озеру Шандыколь (см. рис. 2; рис. 3, колонка 10), уходит на юго-восток под мезо-кайнозойские отложения. В районе гряды Егизбай она с местным размывом залегает на яшмах яшмово-кремнисто-базальтовой толщи, которые, в виде крупных обломков, включены в линзовидные прослои конгломерато-брекчий. Полное отсутствие на этих участках разреза какой-либо сортировки обломков свидетельствует об автохтонном образовании пород.

Характерная особенность толщи это пестрота цветовой гаммы пород, которая подчеркивает её слоистое строение и градационная сортировка, указывающая на турбидитное образование (дистальные турбидиты). Часто в прослоях мощностью от 2–4 см до 1–2 м наблюдается еще более тонкое чередование кон-

трастных по цвету и размерности, но сходных по составу, пород. В целом состав толщи изменяется от кремнистых пелитов и яшм-радиоляритов до аргиллитов и вулканомиктовых мелкозернистых, реже до грубозернистых алевропесчаников и туфопесчаников, среди обломков которых преобладают вулканиты в основном среднего состава.

Прослой пестроцветных кремнистых пелитолитов часто осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью оползневого характера [Ергалиев и др., 2000; Никитина и др., 2002]. В более крупнозернистых породах также отмечаются хаотичные скопления обломочного материала олистостромового облика, которые пространственно тяготеют к кровле толщи [Никитина и др., 2002]. В верхней части пестроцветной толщи обнаружен маркирующий прослой (до 0,5 м) грубозернистого до гравелита вулканомиктового псаммитового турбидита, содержащего линзовидные скопления отсортированных, мелких члеников криноидей. В криноидной массе собраны ядра и отпечатки брахиопод плохой сохранности, определяющие возраст широко – от позднего девона до начала турнейского яруса раннего карбона.

**4. Зеленоцветная толща (проксимальные турбидиты).** Верхний девон верхняя часть франского – низы фаменского яруса (см. рис. 2, рис. 3, колонка 11). Взаимоотношения пестроцветной и зеленоцветной толщ обычно нарушены разломами, но на отдельных участках наблюдаются фрагменты постепенного взаимного перехода по латерали тонкообломочного пестроцветного флиша в грубообломочный зеленоцветный.

Толща закартирована от гор Сарыадыр до озера Жамантуз и к северо-западу от гряды Коския (см. рис. 2). Здесь в тектоническом блоке О.И. Никитиной в 2001 году был составлен разрез:

1. Темно-зеленые вулканомиктовые, ритмично переслаивающиеся грубозернистые песчаники, гравелиты, мелкообломочные конгломерато-брекчии. В песчаниках «плавающие» обломки голубовато-зеленых туфоаргиллитов и отдельные мелкие (3–10 см) прослой голубовато-зеленых тонкополосчатых алевролитов. В грубозернистых песчаниках и гравелитобрекчиях – обильные обломки крино-

идей, пелеципод и плохой сохранности брахиопод: *Schizophoria sp.*, *Lamellispirifer sp.* (aff. *muralis* Vern.)<sup>1</sup> ..... более 20 м

2. Темные серо-зеленые эпидотизированные, очень крепкие туфопесчаники с пропластками голубовато-зеленых туфоалевролитов и «плавающими» угловатыми обломками в основной массе – до мелкообломочных несортированных туфо-конгломерато-брекчий хаотического облика. В отдельных прослоях – обломки криноидей, брахиопод: *Rhipidomella ? sp.*, *Xystostrophia sp.* ..... 100–120 м

3. Зеленоцветные турбидиты ленточно-слоистые. Мелкое ритмичное чередование (3–5 см) вулканомиктовых (до полимиктовых) разнозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, часто с градиционной слоистостью. Породы сильно рассланцованы, метаморфизованы, эпидотизированы и смяты в мелкие дисгармоничные складки ..... более 100 м

Брахиоподы характерны для позднего девона. Однако возраст можно уточнить – верхняя часть франского – низы фаменского яруса, так как к юго-западу от гор Дегелен в 5 км на В-СВ от тригопункта Суттибулак (лист М-43-XXIV) О.И. Никитиной (из толщи предположительно ордовикского возраста) собран схожий по морфологическому облику, но лучшей сохранности, комплекс брахиопод *Xystostrophia sp.*, *Cyrtospirifer schelonius* Nal., *Lamellispirifer cf. muralis* Vern., *Cupularostrum ellipticum* (Schnur.), которые характерны для отложений второй половины франского и начала фаменского яруса верхнего девона Казахстана.

Характерной чертой толщи являются пачки и прослой несортированных грубообломочных пород от песчаников до конгломерато-брекчий. Вещественный состав как обломков, так и вмещающего матрикса, обычно одинаков и различается только размерностью. В фациальном отношении это типичные склоново-оползневые отложения или продукты неоднократного обрушения вулканических построек.

**5. Туфо-андезито-базальтовая толща** (Борлысорская островная вулканическая дуга). Прослеживается в виде узкого клина от гор Сарыадыр до озера Борлысор и далее на северо-запад (см. рис. 2, 4). Толща сложена, главным образом, вулканогенными породами андезито-

<sup>1</sup> Определения автора, если нет ссылки.

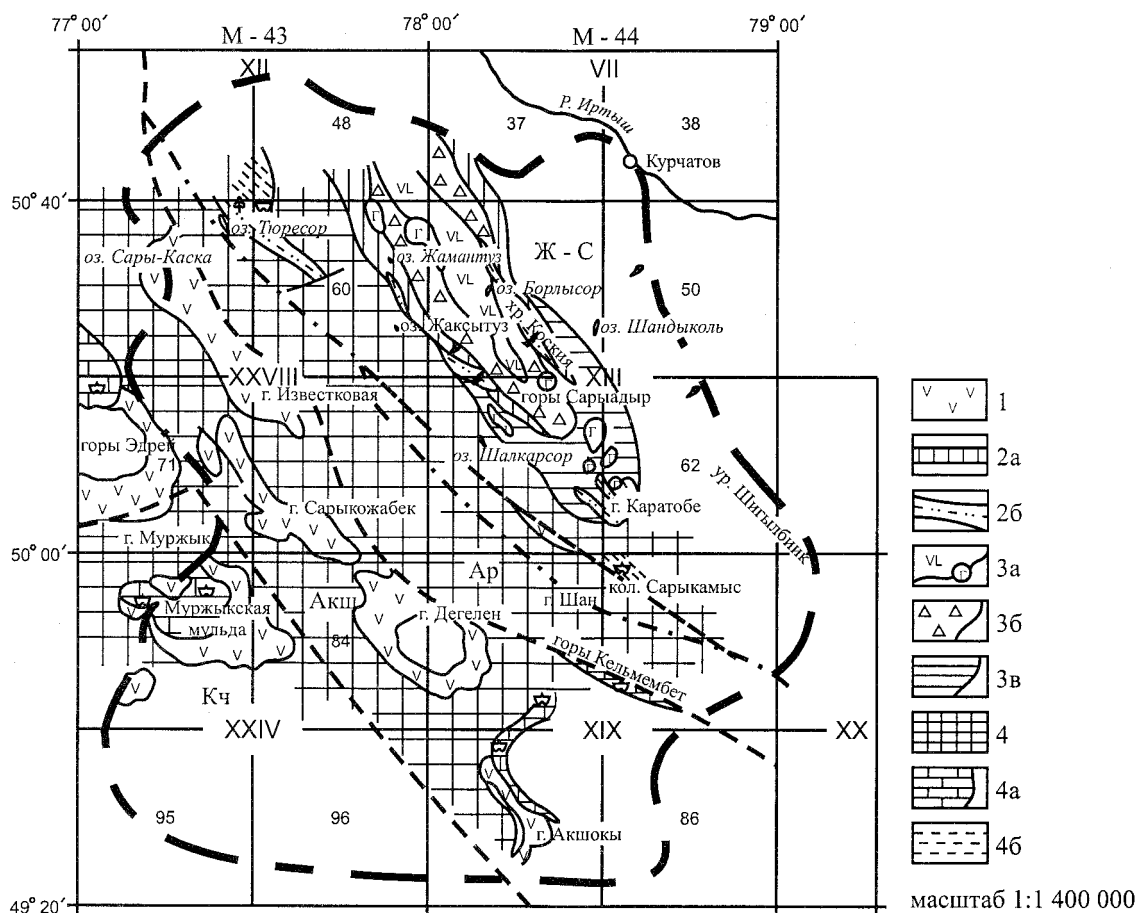


Рис. 4. Схема распространения девонских геодинамических комплексов на территории Семипалатинского полигона.

При составлении схемы использованы полевые наблюдения автора и графические материалы из отчетов [Глухенький и др., 1987 г.; Кузьмин и др., 1971; 1981 г.; Ергалиев и др., 1997 г.; Васюков и др., 2002 г.].

1 – ранне-среднедевонская вулканическая дуга, сформированная в зоне деструкции древнего аккреционного комплекса. 2 – среднедевонские вулканогенно-терригенные отложения спредингового бассейна: 2a – вулканогенно-терригенная толща (проксимальные турбидиты), 2b – яшмово-кремнисто-базальтовая толща (дистальные турбидиты). 3 – аккреционный комплекс конца среднего начала позднего девона: 3a – туфо-андезито-базальтовая толща (Борлысорская островная дуга), 3b – зеленоцветная толща (проксимальные турбидиты), 3в – пестроцветная толща (дистальные турбидиты). 4 – среднефаменский-раннетурнейский междуговый бассейн: 4a – фамен-раннетурнейские биогермные сооружения (средний шельф), 4б – тонко-слоистые кремнистые алевролиты и мергели (внешний шельф).

базальтового состава, среди которых преобладают в основном сероцветные агломератовые и псефитовые, лито-, кристаллокластические и смешанные туфы, неравномерно переслаивающиеся с лавами андезитов, андезибазальтов, реже андезито-дацитов. Вулканомиктовые брекчии, конгломераты и гравелиты находятся в подчиненном отношении, так же как и маломощные пачки тонкопереслаивающихся аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые связаны постепенными переходами с зеленоцветной толщей. Преобладающий цвет по-

род – зеленый, обусловлен обилием темноцветных минералов и широким развитием эпидотизации и хлоритизации. Повсеместно наблюдаются многочисленные дайки в основном северо-западного простирания и субвулканические тела того же или основного состава [Васюков и др., 2002]. Форма залегания лавовых потоков характерна для вулканических построек центрального типа. На отдельных участках пологозалегающие (30–40°) туфы и лавы Борлысорской вулканической дуги ложатся с угловым несогласием на более крутопадающие



(50–70°) отложения зеленоцветной толщи [Васюков и др., 2002]. Ранее эта часть разреза относилась к майтубинской свите верхнего карбона [Ергалиев и др., 1998]. Органических остатков в толще не обнаружено.

На этом вулканогенно-осадочный разрез девонских отложений на территории полигона заканчивается. Далее, начиная со второй половины нижнефаменского подъяруса (верхняя часть мейстеровского горизонта) и до конца девона, наблюдаются палеонтологически подтвержденные только осадочные отложения, в которых вулканические породы представлены продуктами своего разрушения.

Самые древние осадочные отложения девона на территории полигона принадлежат фаменскому ярусу и установлены в Муржикской мульде [Глухенький, 1986] (лист М-43-XXIV, см. рис. 1, 2; рис. 3, колонка 1), где они занимают центральную часть вулканогенной структуры. Разрез начинается с красноцветных полимиктовых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов, с размывом залегающих на эффузивах нижнего–среднего девона (машанская свита). Перекрываются пачкой разнородных серых песчаников с линзами аргиллитов в кровле и известняками, содержащими включения и гнезда марганцевых руд. По времени формирования известняки синхронны яшмам, лежащим непосредственно на пиллоу-лавах базальтов яшмово-кремнисто-базальтовой толщи, так как те и другие содержат сингенетичные железисто-марганцевые руды. Перекрываются известняки серыми известковистыми песчаниками с линзами и прослоями известковистых аргиллитов с брахиоподами: *Mesoplica meisteri* (Peetz.), *Cyrtospirifer ulentensis* Nal., *C. calcaratus* (Sow.) и др. [Глухенький, 1986], что соответствует верхней части мейстеровского горизонта Казахстана (см. рис. 3, колонка 1). В кровле пласта отмечается прослой полимиктовых красноцветных песчаников с отпечатками флоры, который перекрывается серыми глинистыми известняками, постепенно переходящими в кристаллические органогенно-детритусовые и криноидные известняки (см. рис. 3, колонка 1). По всей пачке известняков (начиная с подошвы) собраны брахиоподы: *Cyrtospirifer sulcifer* (Hall), *C. insulcifer* (Vas.), *Mucrospirifer posterus* (Hall), *Adolfia munaraensis* Mart. и др. [Глухенький, 1986] – комплекс, характерный для верхов сульфидерового горизонта Центрального Казахстана.

В Акшиманской СФЗ юго-восточнее оз. Сары-каска (см. рис. 3, колонка 4), к северу от гор Едрей [Глухенький и др., 1987; Ергалиев и др., 1998], по юго-восточному краю гор Дегелен [Кузьмин и др. 1981; Ергалиев и др., 1998;], к северо-западу от г. Акшоки [Кузьмин и др., 1981] в основании карбоновых мульд также обнажаются фаменские отложения, содержащие брахиоподы верхов сульфидерового горизонта (см. рис. 3, колонка 5). К выше перечисленному комплексу брахиопод Муржикской мульды добавляются: *Schizophoria impressa* Hall, *Cyrtospirifer cf. semisbugensis* Nal., *C. quadratus* (Nal.), *C. procumbens* Sim., *Praewaagenoconcha speciosa* (Hall) и др. [Кузьмин и др., 1981]. Криноидно-мшанковые известняки с фауной содержат неравномерную примесь кремнистого или глинистого материала и подстилаются аркозовыми песчаниками и гравелитами, сложеными плохо окатанными обломками кварца (50%), кислых эффузивов, кварц-серицитовых сланцев, кварцитов, сцементированных карбонатным цементом (см. рис. 3, колонки 3-5). В Жарма-Саурской СФЗ брахиоподы верхов сульфидеро-го горизонта встречены в тектоническом блоке в 2 км на север от колодца Сарыкамыс (см. рис. 3, колонка 9). Комплекс тот же – характерный для Центрального Казахстана и Прибалхашья. Разрез представлен полимиктовыми алевропесчаниками и кремнистыми алевролитами с ядрами брахиопод: *Schizophoria sp.*, *Mucrospirifer aff. posterus* (Hall), *Mesoplica aff. praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer cf. semisbugensis* Nal. и другие.

В сравнении с осадочными отложениями мейстеровского горизонта, площадь распространения пород сульфидеро-вого, в пределах административной границы полигона, заметно увеличивается. Отсутствие в осадочных разрезах этого времени вулканомиктового материала свидетельствует о прекращении вулканической деятельности в районе, которая была характерна для территории полигона на протяжении раннего и среднего девона, вплоть до начала фаменского века. А отложение известняков указывает на постепенное снижение поступление терригенного материала в акваторию палеобассейна, т.е. на значительное снижение темпов денудации и стабилизацию палеоэкологических условий, что является обычным для максимума трансгрессивной фазы. Следовательно, расширение площади морского осадконакопления на территории полигона в середине фаменского века связано не с колебаниями тектонического режима (прогиба-

ние дна бассейна), а с максимумом девонской трансгрессии, которая отмечается по всей территории Казахстана и является следствием эвстатических колебаний уровня мирового океана.

Пограничные отложения девонской и каменноугольной систем на территории полигона представлены окремненными, доломитизированными органогенно-детритусовыми известняками или мергелями содержащими брахиоподы верхней части симоринского горизонта и низов кассинского. Они либо со стратиграфическим несогласием ложатся на кремнистые известняки верхов сульфидеронового горизонта (см. рис. 3, колонка 1), либо лежат в основании карбоновой мульды (см. рис. 3, колонка 3), либо обнажаются в тектоническом блоке (в 4 км от г. Шан на север, см. рис. 3, колонка 6).

В Муржикской мульде из пограничных отложений девона и карбона, в розовато-серых мергелистых известняках собраны и определены брахиоподы симоринского горизонта: *Mucrospirifer tarkhanensis* Bubl., *Sentosia retiformis* (Krest. et Kar.), *Fusella biplicoides* (Well.), *Spirifer cf. kasak* Nal. [Глухенький, 1986]. В этом комплексе, наряду с фауной Центрального Казахстана, появляются таксоны брахиопод Рудного Алтая и Кузнецкого бассейна. Выше по разрезу, но уже в органогенно-детритусовых известняках, встречены брахиоподы основания кассинского горизонта: *Plicochonetes cf. glenparkensis* (Well.), *Cyrtospirifer cf. sibiricus* (Leb.), *Spirifer cf. kasauek* Nal., *Sp. cf. kasak* Nal., *Torynifer sp.* [Глухенький, 1986]. У горы Известковой комплекс брахиопод представлен таксонами, проходящими из симоринского в основание кассинского горизонта: *Leptagonia ex. gr. analoga* (Phill.), *Plicochonetes ex. gr. ornatus* (Schum.), *Mucrospirifer ex. gr. roemerianus* (Kon.), *Spirifer cf. kasauek* Nal., *Torynifer ex. gr. cooperensis* (Swall.) [Климакина и др., 2002], и не встречено ни одной формы, принадлежащей только симоринскому ( $D_3fm_3, sm$ ) или только кассинскому горизонту ( $C_1t_1, ks$ ).

Для более полной характеристики приведем разрез пограничных отложений девонской и каменноугольной систем, сделанный автором в 1997 году в 6 км от г. Шан (по азимуту СВ-45°). Здесь в тектоническом блоке (см. рис. 3, колонка 6) с падением на юго-запад под углом 55° наблюдаются снизу-вверх (указана видимая мощность):

1. Кварц-полевошпатовые псаммитовые турбидиты. Градационная сортировка от грубо-

зернистых до мелкозернистых фракций. В мелкозернистом матриксе линзовидные прослои грубозернистых аркозовых песчаников и гравелитов, которые тяготеют к подошве слоя. Реже наблюдаются обломки кремнистых пород и окремненных алевролитов, еще реже – розовых, мелкозернистых (доломитизированных) известняков без видимой органики ..... 50м

2. Известковисто-кремнистые аргиллиты серого цвета с редкими фрагментами трилобитов, члениками криноидей и брахиоподами: *Leptagonia sp.*, *Schizophoria sp.*, *Mucrospirifer sp.* ..... 12 м

3. Задерновано ..... 5 м

4. Мергели розовато-лиловые, доломитизированные с брахиоподами: *Plicochonetes cf. glenparkensis* (Well.), *Whidbornella cf. caperata* (Sow.), *Mucrospirifer posterus* (Hall et Clar.), *Mucrospirifer sp.* ..... 3 м

5. Мергели желтовато-серые до темно-серых. На поверхностях напластования отпечатки и ядра брахиопод: *Ripidomella michelini* Eveil., *Plicochonetes ornatus* (Schum.), *Plicochonetes ex. gr. glenparkensis* (Well.), *Nigeroplica ? sp.*, *Syringothyris cf. hannibalensis* Swall., *Syringothyris sp.* ..... 11 м

6. Окварцованные, разнозернистые, серые полимиктовые песчаники с отпечатками флоры плохой сохранности ..... 1,5 м

Далее разрез обрывается субвулканической интрузией. Общая мощность разреза – 77,5 м.

Комплекс брахиопод слоя 2 характеризует как симоринский ( $D_3fm_3, sm$ ), так и сульфидероновый горизонты ( $D_3fm_2, sl$ ) Казахстана. Комплекс слоя 4 более определен – это верхняя часть симоринского горизонта Рудного Алтая и Прибалхашья. А слой 5 уже содержит комплекс низов кассинского ( $C_1t_1, ks$ ) горизонта Центрального Казахстана и Прибалхашья.

Литолого-фациальный состав отложений девона и сопутствующие им ориктоценозы органических остатков, которые определяют время существования каждой обстановки осадконакопления, позволяют построить модель возможного геодинамического развития этой сложно дислоцированной территории. Административная граница площади Семипалатинского полигона охватывает зону сочленения двух складчатых систем – каледонской Чингиз-Тарбагатайской и герцинской Иртыш-Зайсанской (см. рис. 1). Согласно структурно-формационному районированию, граница между каледонидами и герцинидами проводится по Калба-Чингизскому раз-

лому. На северо-восток и юго-запад от разлома в административную границу полигона соответственно попадают структурно-формационные зоны (СФЗ): Жарма-Саурская, Аркалыкская, Акшиманская и Канчингизская, выделение которых предполагает разные условия геодинамического развития, а границы зон совпадают с долгоживущими разломами.

В юго-западной части территории полигона (Чингиз-Тарбагатайская складчатая система) обнажаются фрагменты Чингизской энсиматической островной дуги (Канчингизская, Акшиманская и Аркалыкская СФЗ), которая заложилась на океанической коре позднекембрийского – раннекембрийского океанического бассейна и островодужный вулканизм которой, согласно литературным данным, охватывает период от среднего кембрия по ранний силур включительно [Зоненшайн, 1990]. Эволюция состава островодужных вулкаников (от нормального известково-щелочного до повышенно щелочного) и ассоциирующих с ними гранитоидов (от редких тоналит-плагиогранитных интрузий кембрия до заметно возросшего количества гранодиорит-гранитных интрузий силура) свидетельствует об увеличении к концу силура массы дуги и утолщении ее коры, т.е. формировании континентальной коры. Согласно исследованиям последних лет, возникновение континентальной коры происходит внутри вулканических архипелагов в результате внедрения магматических интрузий кислого и среднего состава [Лутц, 1980; Зоненшайн, 1990; Фролова, 1997].

Режим растяжения, который наблюдался на ранних этапах развития Чингизской островной дуги с характерным для него базальтовым вулканизмом, в процессе эволюции дуги (по мере возрастания объемов средне-кислого вулканизма) постепенно сменился режимом пульсационного сжатия-растяжения, что является обычным в эволюции островных дуг [Богданов, 2001; Фролова, 1997]. Примером смены режимов может служить, с одной стороны, находящийся за пределами административной границы полигона Муржикский горст, который представляет собой зону смятия и интенсивного динамометаморфизма стратифицированных образований кембро-ордовика. С другой стороны – практически одновременное заложение на границе кембрия и ордовика задугового спредингового бассейна, который просуществовал вплоть до конца силура и с осевой частью которого совпадает ось Акшиманской

СФЗ [Васюков и др., 2002] (см. рис. 1, 4). Глубинные разломы, по которым в настоящее время проводится граница Акшиманской СФЗ в ордовике и раннем силуре, определяли границы междуугового седиментационного бассейна [Васюков и др., 2002], испытавшего к концу силура перекомпенсацию и поднятие и превратившегося в раннем-среднем девоне в вулканическую дугу (субаэральные андезито-базальты до трахириолитов), сформированную в зоне деструкции части Чингизской островной дуги (кембро-ордовика), и сопутствующего ей аккреционного комплекса (ордовик-силур) (Акшиманская и Канчингизская СФЗ, см. рис 2, 4).

Вулканики этой дуги относятся к последовательно дифференцированной нормальной (от базальтов до риолитов) и субщелочной (от трахибазальтов до трахитов) сериям, калиево-натриевого, в меньшей степени натриевого ряда [Васюков, 2002]. Такой непрерывный тренд изменения состава эффузивов свидетельствует об образовании их из единой магмы, в результате ее дифференциации в системе малоглубинных камер, что характерно уже для энсиалических дуг [Лутц, 1980; Фролова, 1997]. Таким образом, фундаментом для новой вулканической дуги ранне-среднедевонского возраста послужил длительно развивающийся подвижный пояс, где соответствующая островным дугам обстановка создавалась неоднократно, в рассматриваемом случае – с кембрия по ордовик.

Как показывают исследования магматических формаций современных геотектонических обстановок, в большинстве случаев, островной вулканизм эволюционирует от однородных толеит-базальтовых формаций к дифференцированным известковисто-щелочным [Фролова, 1997]. Однако на завершающих этапах развития островной дуги может появиться, приуроченный к расколам и рифтогенным структурам в консолидированном фундаменте, ареальный базальтовый вулканизм, который обычно сменяется щелочным и субщелочным [Лутц, 1980; Фролова, 1997]. Этот этап означает вступление островной дуги в новую геодинамическую обстановку, когда консолидированная континентальная кора подвергается деструкции с образованием разломов рифтогенного характера. При этом происходит формирование новой вулканической дуги с андезито-базальтовыми комплексами, раскрытие окраинного бассейна с молодой океанической корой и возникновение аккреционных подня-

тий или призм [Богданов, 2001; Конюхов, 1987, Фролова, 1997]. Следовательно, можно допустить, что Чингизская островная дуга не завершила свое развитие с окончанием каледонского этапа, а с внедрением ареальных базальтов раннего девона на смену одной геодинамической обстановке пришла другая.

Не позднее, чем в среднем девоне, в условиях новой геодинамической обстановки закладывается спрединговый бассейн в Жарма-Саурской СФЗ. Об этом свидетельствуют пиллоу-лавы базальтов и спилиты, входящие в состав вулканогенно-терригенной и лежащие в основании яшмово-кремнисто-базальтовой толщ, откартированных в северо-восточной части полигона (Жарма-Саурская СФЗ, см. рис 2, 4). В целом, вулканиты этих толщ известково-щелочные бимодальной трахириолит-базальтовой формации, преимущественно натриевые, высокоглиноземистые, магнезиально-железистые с высоким содержанием титана (до 2,25 %) [Васюков, 2002], как в толеитах океанических островов [Лутц, 1980; Фролова, 1997]. Следовательно, несмотря на сформированную к началу девона континентальную кору, Чингизская островная дуга продолжала развиваться как внутриокеанская островная система.

Пространственно щелочные вулканиты вулканогенно-терригенной толщи, с одной стороны, ассоциируют с карбонатно-терригенными отложениями внутреннего шельфа (водорослево-криноидные известняки с кораллами), с другой стороны – с гемипелагическими кремнистыми породами яшмово-кремнисто-базальтовой толщ. Такое сочетание магматических и осадочных формаций характерно для стадии рифтогенеза [Конюхов, 1987; Фролова, 1997]. Следовательно, излияния базальтов связаны со спредингом в задуговом, по отношению к Чингизской островной дуге, бассейне. Начало растяжения, возможно, совпадает с началом формирования ранне-среднедевонского вулканического пояса или произошло позже, уже в среднем девоне. Завершились процессы растяжения в задуговом бассейне к середине позднего девона, о чем свидетельствуют пиллоу-лавы (предположительно франского возраста), лежащие в основании яшмово-кремнисто-базальтовой толщ.

Заложенный в среднем девоне островодужный прогиб (базальты вулканогенно-терригенной и яшмово-кремнисто-базальтовой толщ), по мере роста вулканического и вулканогенно-

осадочного материала, достигает своей компенсации и перекомпенсации, с образованием, в начале позднего девона, новой (Борлысорской) островной дуги, продукты извержения и разрушения которой сформировали проксимальные (зеленоцветная толща) и дистальные (пестроцветная толща) турбидиты (см. рис. 2-4). Ранне-среднедевонский вулканический пояс к тому времени становится амагматичным.

К началу фаменского века, по мере роста Борлысорской островной вулканической дуги, на территории полигона закладывается междугубый бассейн, который занимал центральную и всю юго-западную часть полигона вплоть до конца раннего визе. Естественными его границами служили Борлысорская и осевая часть Чингизской островных дуг (см. рис. 2-4). Ограниченность, в сравнении с предполагаемой площадью распространения бассейна, выходов фаменско-раннетурнейских отложений свидетельствует о преобладании в междугубом бассейне побережья эрозионного типа, для которого были характерны архипелаги небольших островов и отдельно стоящих скал. Однако перепад абсолютных высот был незначителен, что приближало междугубый бассейн к шельфовой равнине, слабо наклоненной к северо-востоку (в современных координатах). В средней части ее формировались рифовые комплексы (Канчингизская и Акшиманская СФЗ), а образующийся терригенный материал в основном алевритистой, реже псаммитовой размерности сносился в более низкую (внешнюю) часть, расположенную за Калба-Чингизским разломом (Жарма-Саурская СФЗ), о чем свидетельствуют турбидиты в основании приведенных выше разрезов (см. рис. 3, колонки 1, 4-6).

Изложенный фактический материал позволяет сделать важное, с точки зрения автора, предположение, что развитие Чингизской островной дуги не закончилось с завершением каледонского этапа тектогенеза, как принято считать в настоящее время [Зоненшайн, 1990]. На границе силура и девона произошла обычная для длительно развивающихся подвижных поясов смена геодинамической обстановки [Богданов, 2001; Конюхов, 1987; Фролова, 1997], в результате которой Чингизская островная дуга в начале девона вступила в завершающую фазу своего развития, которая закончилась уже в перми, в момент ее коллизии с Сибирским континентом.

## Список литературы

*Богданов Н.А.* Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // *Фундаментальные проблемы общей тектоники*. Москва. «Научный мир». 2001. С. 231–249.

*Васюков Ю.А., Пахолюк В.П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Эдрейского района (Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 площади листов М-43-59,71 и региональных геофизических работах на площади листов М-43-71 за 1985-91 гг.). Кокчетав: РГФ, 1991.

*Васюков Ю.А., Евдокимов М.В., Пахолюк В.П.* Отчет о результатах ГС-200 листа М-44-ХIII и ГДП-200 листа М-43-ХVIII на территории Семипалатинского полигона в 1999-2002 годах. Кокчетав. РГФ. С. 156–208.

*Глухенький В.Я.* Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Чингиз-Саурская. Объяснительная записка к листу М-43-XXIV. Москва. 1986.

*Глухенький В.Я., Пахолюк В.П. и др.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка к листу М-43-ХVIII. Москва. 1987.

*Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. и др.* Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // *Геология Казахстана*. № 4. Алматы: «Гылым», 1998. С. 11–32.

*Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитина О.И., Сергеева Л.В.* Геологическое строение территории Семипалатинского полигона // Тезисы доклада на Международной конференции. Курчатова, 1999. С. 23–25.

*Ергалиев Г.Х., Жилкайдаров А.М.* Кремнистые толщи Семипалатинского полигона // *Геология Казахстана*. № 3. Алматы: «Гылым», 1999. С. 18–22.

*Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитина О.И., Сергеева Л.В.* Геологическое строение территории Семипалатинского испытательного полигона // *Вестник НЯЦ РК Геофизика и проблемы нераспространения*. Вып. 2. 2000. С. 139–148.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. Москва: «Недра», 1990. 327 с.

*Климахина З.А., Гоганова Л.А., Гранкин М.С., Глухов А.М.* Новые данные о возрасте девонских и каменноугольных отложений Семипалатинского полигона // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана. Материалы Международного совещания. Алматы, 2002. С. 71–74.

*Конюхов А.И.* Осадочные формации в зонах перехода от континента к океану. Москва: «Недра», 1987. С. 21–34, 51–62.

*Кузьмин С.С., Сополев А.В., Гордиенко П.Д. и др.* О результатах комплексной геолого-гидрологической съемки масштаба 1:200000 на территории М-44-ХIII (восточная половина) и М-44 XIV в 1967-70 гг. Кокчетав: РГФ, 1971.

*Кузьмин С.С., Сополёв А.В., Кагарманов А.Х.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Чингиз-Саурская. Объяснительная записка к листу М-44-ХIX. Москва, 1981.

*Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. Москва, 1980. 246 с.

*Никитина О.И., Васюков Ю.А., Ергалиев Г.Х. и др.* Литолого-стратиграфический и фациальный состав отложений верхнего девона и (?) нижнего карбона Жарминской СФЗ в центральной части Семипалатинского испытательного полигона. // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана. Материалы Международного совещания. Алматы, 2002. С. 106–108.

*Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 85–137, 156–179.

*Шужанов В.М., Сергеева М.Н.* Вулканогенные формации среднего палеозоя Чингизского мегантиклинория // *Изв. АН Каз СССР. Серия геол.* 1988. № 3. С. 18–26.

*Рецензент член-корр. РАН Б.И. Чувашов*