

Верхоянья // Геофизические методы при разведке недр и экологических исследованиях. В. 2. Томск: Изд-во ТПУ, 2003. С. 205—207.

6. Летников Ф.А., Балышев С.О., Вашкевич В.В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. №1. С. 3—22.

7. Минералогия и геохимия золота Куларского района / В.А. Амузинский, Г.С. Анисимова, В.А. Баландин и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 135 с.

8. Рудич К.Н. Магматизм хребта Сарычева: М.: Гостехиздат. 1959. 184 с.

9. Савва Н.Е., Пляшкевич А.А., Петров С.Ф. Пояснительная записка к топогеологической карте серебра Северо-Востока России масштаба 1:5 000 000. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 132 с.

10. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.

11. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расчлененность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.

12. Стогний Г.А., Стогний В.В. Строение литосферы Верхояно-Кольской орогенной области // Отечественная геол. 2000. № 5. С. 41—44.

13. Стогний Г.А., Стогний В.В., Бабкина Т.Г. Адлч-Тарынская золотосурьмяная зона: геолого-геофизический аспект // Отечественная геол. 2003. № 6. С. 75—78.

14. Стогний Г.А., Стогний В.В., Зайцев А.И. Модель формирования рудно-магматической структуры Сарычева (Северо-Восток России) // Научный вестник национального горничного университета. (Днепропетровськ) 2003. № 9. С. 36—38.

15. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

16. Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле // Отечественная геол. 1994. № 8. С. 17—24.

17. Hickman A.H. Crustal evolution of the Pilbara Block // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. 1981. N 7. P. 193—204.

Институт геологии алмаза  
и благородных металлов СО РАН  
Якутский государственный университет  
Рецензент — А.К. Корсаков

УДК 551.243.8 (517)

А.Е. ФОМЕНКО

## СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЦАГАН-ШИБЭТИНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ В ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

По материалам крупномасштабной геологической съемки охарактеризовано геологическое строение центральной части Цаган-Шибэтинской зоны разломов. Показано, что эта структура сформировалась в результате позднедевонско-раннекаменноугольной коллизии Монголо-Алтайской и Монголо-Забайкальской складчатых систем. Полученные результаты исследований могут быть использованы в мобилистических реконструкциях и металлогенических построениях обширного региона Центральной Азии.

Цаган-Шибэтинская структура выделена А.Б. Дергуновым и рассматривалась как каледонская подзона Монголо-Алтайской структурно-формационной зоны (складчатой системы), исходя из концепции геосинклинального развития как процесса преобразования коры океанического типа в кору континентальную [3, 5, 6].

В 1987—1991 гг. вышеназванная структура изучена на 40-километровом отрезке между р. Хархира-гол (на севере) и оз. Хара-Уснур (на юге) при геологической съемке масштаба 1:50 000 Хархиринской ГСП «Совгео» [10]. На западе Монгольско-Алтайской структурно-формационной зоны аналогичные работы проводили Цаганнурская и Кобдогольская геолого-съемочные партии. В результате получен новый материал, позволивший уточнить строение этой структуры.

Изученная часть Цаган-Шибэтинской зоны — северо-западное звено главной Монгольской сутуры, спаявшееся Озерную (на востоке) и Монголо-Алтайскую (на западе) структурно-формационные зоны (СФЗ) (рис. 1). Она представлена серией близмеридиональных линейных (шириной от 4 до 7 км) тектонических блоков (пластин), сложенных разновозрастными породами, которые совмещены (скучены) в результате многократных тектонических воздействий (рис. 2)

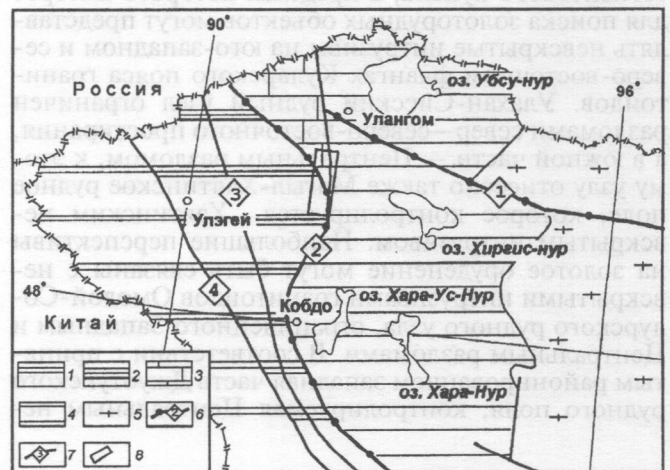
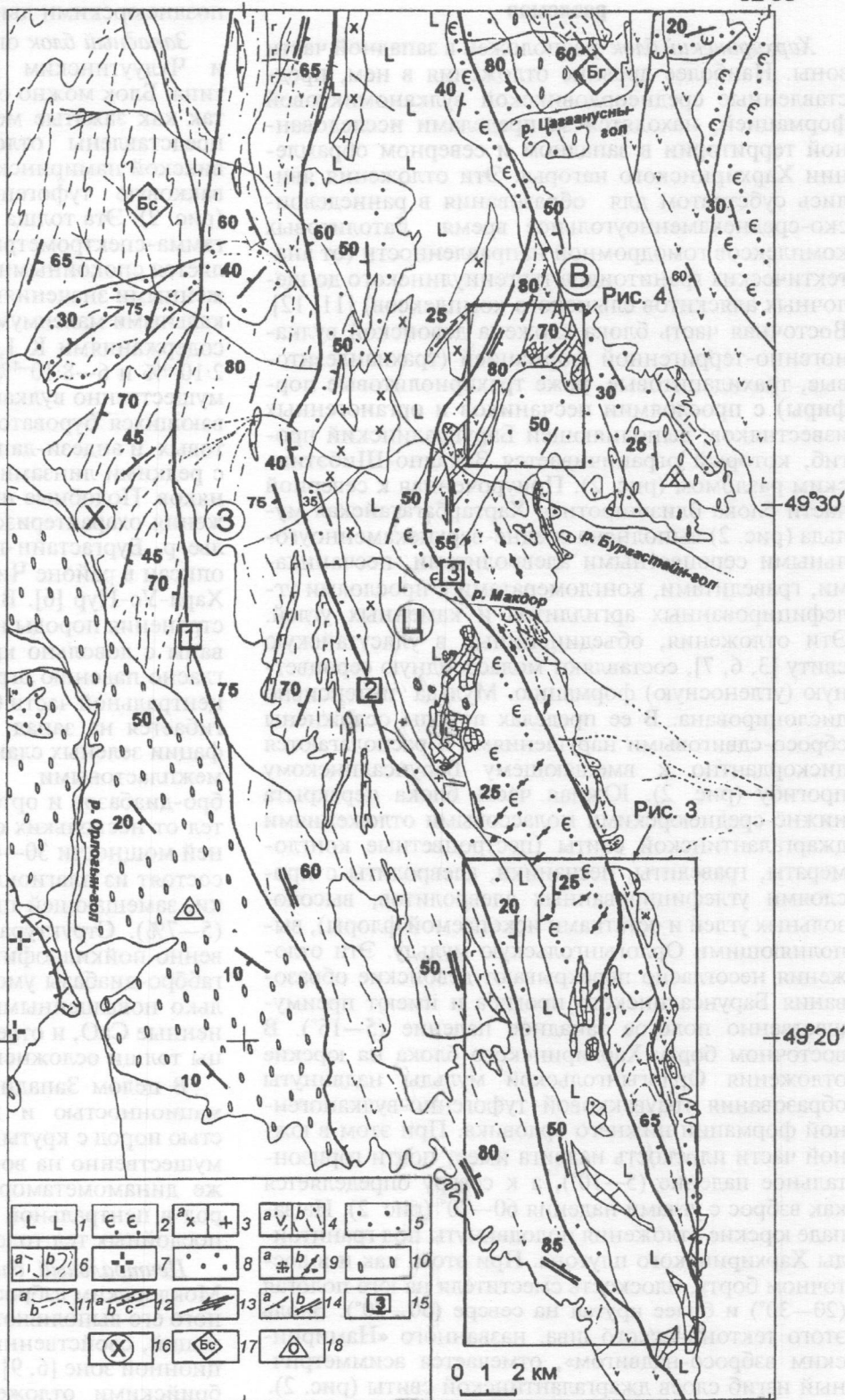


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северо-Западной Монголии: 1, 2 — Монголо-Алтайская система, включающая структурно-формационные зоны: Алтайскую (1), Кобдинскую (2). 3—5 — Монголо-Забайкальская система со структурно-формационными зонами: Цаган-Шибэтинская (3), Озерная (4), докембрийским Тувино-Монгольским массивом (5). 6, 7 — разломы: 6 — главные коллизионные швы: Хангайский (1), Цаган-Шибэтинский (2); 7 — глубинные: Кобдинский (3), Толбонурский (4); 8 — район исследования



**Рис. 2. Структурно-формационная схема центральной части Цаган-Шибэтинской зоны.** (составили: Л.В. Чистодов, А.Е. Фоменко, Е.В. Черник, В.А. Снежко с дополнениями и исправлениями А.Е. Фоменко): 1-10 — формации: 1 — спилит-кератофировая, V-C<sub>1</sub>, 2 — туфогенная, С<sub>1</sub>, 3 — диорит-плагиигранитная (а — диориты и кварцевые диориты, b — гранодиориты и плагииграниты), С<sub>2-3</sub>, 4 — граувакковая терригенно-вулканогенная (а — преимущественно вулканогенная, b — преимущественно терригенная), О<sub>1-2</sub>, 5 — молассоидная терригенно-карбонатная, S<sub>1</sub>, 6 — вулканогенно-терригенная (а — преимущественно вулканогенная, b — преимущественно терригенная), D<sub>2</sub>, 7 — гранит-лейкогранитовая, D<sub>2-3</sub>, 8 — молассовая сероцветная (угленосная), С<sub>2-3</sub>, 9 — низкощелочных гранитов и гранит-порфиров (а — отдельные тела, b — дайки), 10 — молассовая пестроцветная, J<sub>1-2</sub>; 11 — геологические границы: а — установленные, b — предполагаемые; 12 — разломы региональные: а — крутопадающие, b — надвиги, с — прочие разрывные нарушения; 13 — сдвиги; 14 — элементы залегания пород: а — падение, b — расщепление; 15 — главные разломы: 1 — Западно-Шибэтинский, 2 — Чулуутинский, 3 — Мокдорский; 16 — тектонические блоки: X — Хархиринский, 3 — Западный, Ц — Центральный, В — Восточный; 17 — наложенные прогибы: Бс — Барунсалинский, Бг — Бургустайнгольский, 18 — наложенные мулды: X — хусуунурская, О — орлогынгольская

## Строение блоков Цаган-Шибэтинской зоны разломов

*Хархири́нский блок* расположен в западной части зоны. Наиболее древние отложения в нем, представленные среднеордовикской вулканомиктовой формацией, находятся за пределами исследованной территории в западном и северном обрамлении Хархиринского нагорья. Эти отложения явились субстратом для образования в раннедевонско-среднекаменноугольное время батолитовых комплексов гомодромной направленности (от анатектических гранитоидов тургениулинского до щелочных аляскитов елынского комплексов) [11, 12]. Восточная часть блока сложена девонской вулканогенно-терригенной формацией (трахиандезитовые, трахидацитовые, реже трахириолитовые порфиры) с прослоями песчаников и органогенных известняков, выполняющей Барунсалинский прогиб, который ограничивается Западно-Шибэтинским разломом (рис. 2). Приуроченная к северной части блока близширотная Хартарбагатайская мульда (рис. 2) выполнена средне-верхнекаменноугольными сероцветными алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями углефицированных аргиллитов и каменных углей. Эти отложения, объединенные в улясугайскую свиту [3, 6, 7], составляют моласоидную сероцветную (угленосную) формацию. Мульда интенсивно дислоцирована. В ее пределах породы осложнены сбросо-сдвиговыми нарушениями и располагаются дискордантно к вмещающему Барунсалинскому прогибу (рис. 2). Южная часть блока перекрыта нижне-среднеюрскими молассовыми отложениями джаргалантинской свиты (пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями углефицированных алевролитов, высокоуглефицированных и остатками ископаемой флоры), выполняющими Орлогынгольскую мульду. Эти отложения несогласно перекрывают девонские образования Барунсалинского прогиба и имеют преимущественно пологое западное падение (5—15°). В восточном борту Хархиринского блока на юрские отложения Орлогынгольской мульды надвинуты образования граувакковой туфогенно-вулканогенной формации нижнего ордовика. При этом в южной части плоскость надвига имеет почти горизонтальное падение (5—10°), а к северу определяется как взброс с углами падения 60—70° (рис. 2). На западе юрские отложения пододвинуты под гранитоиды Хархиринского плутона. При этом, как и в восточном борту, плоскость сместителя на юге пологая (20—30°) и более крутая на севере (60—70°). Вдоль этого тектонического шва, названного «Намиринским взбросо-надвигом», отмечается асимметричный изгиб слоев джаргалантинской свиты (рис. 2).

В целом строение Хархиринского блока характеризуют: анатектическое гранитообразование, начавшееся в ранне-среднего девона и продолжавшееся до раннего карбона; близодновременное с гранитообразованием заложение и развитие вулканогенного Барунсалинского прогиба; формирование угленосных моласс в средне-позднекаменноугольное и ранне-среднеюрское время в виде наложен-

ных дискордантных мулд; тектонизация последних позднеюрскими движениями.

*Западный блок* ограничен Западношибэтинским и Чулуутинским разломами взбросо-надвигового типа. Блок можно охарактеризовать как моноблок, так как зажатые между этими разломами породы представлены отложениями ниже-среднеордовикской намиринской толщи, составляющей граувакковую туфогенно-вулканогенную формацию (рис. 2). Эта толща по данным магнитной и аэрогамма-спектрометрической съемки (АГСМ) выделяется спокойными плавнотеняющимися с пониженными значениями (-2) — (-3) мэ с редкими локальными максимумами магнитного поля до + 3 мэ; содержаниями К 1,5—2%, U и Th соответственно  $2 \cdot 10^{-4}\%$  и  $6—8 \cdot 10^{-4}\%$ . Нижняя часть разреза (преимущественно вулканогенная) состоит из переслаивающихся буровато-зеленых лавобрекчий андезитовых и андези-дацитовых порфиритов и их туфов с редкими линзами и тонкими прослоями известняков. Подобные ниже-среднеордовикские отложения охарактеризованы А.Б. Дергуновым в ущелье р. Бургастайн-гол, а наиболее полный разрез описан в районе Чигиртэйских мульд, севернее оз. Хара-Ус-Нур [6]. В пределах всей полосы распространения породы намиринской толщи рассланцованы с довольно крутым падением на восток согласно падению ограничивающих их разломов, а в центральной части блока, где структура плавно выгибается на запад, динамометаморфизованы (до фации зеленых сланцев) (рис. 2). Толща насыщена межпластовыми силлообразными телами габбро-диабазов и ортоамфиболитов. Протяженность тел от нескольких сотен метров до 5 км при средней мощности 30—40 м, реже более 100 м. Породы состоят из плагиоклаза (35—40%), роговой обманки, замещающей пироксен (55—60%) и магнетита (5—7%). Структура габбро-диабазов преимущественно пойкилоофитовая. По химическому составу габбро-диабазы умеренно-глиноземистые с несколько повышенными содержаниями железа, обедненные СаО, и отвечают толеитовой серии. Границы толщи осложнены тектоникой.

В целом Западный блок выделяется моноформационностью и интенсивной рассланцованностью пород с крутыми плоскостями падения преимущественно на восток. Обращают внимание также динамометаморфические преобразования пород в центральной части блока, а также наличие послынных тел толеитовых габброидов.

*Центральный блок* ограничен Чулуутинским и Мокдорским взбросо-надвигами. В отличие Западного его выполняют несколько геологических формаций, свойственных Озерной структурно-формационной зоне [6, 9]. Ядро блока сложено венд-кембрийскими отложениями спилит-кератофировой формации. Для пород этой формации характерен темно-серый и темно-зеленый с буроватым оттенком цвета: базальты, андезибазальты, лавобрекчий базальтовых миндалекаменных порфиритов и пиллоулавы с прослоями кремнистых аргиллитов, красные яшмоиды и редкие линзы известняков. Первичное залегание пород не определяется (рис. 2). По данным АГСМ эти породы выделяются моза-



прерывистых линейных полос, занимая, как правило, высокие гипсометрические отметки (рис. 3). На основании сборов фауны археоциат в разных глыбах известняков (Е.В. Черник, 1989), И.Т. Журавлевой (ГИН) они отнесены к верхам батомского яруса, а также санаштыкгольского горизонта ленского яруса нижнего кембрия. В западном борту Центрального блока, вдоль ограничивающего Чулуутинского разлома, прослеживается узкая почти непрерывная полоса пластин, сложенных терригенно-карбонатными моласоидными отложениями хацинбулакской свиты раннесилурийского возраста. Протяженность пластин от нескольких сотен метров до 10 км, ширина до 3 км. Они устойчиво под углами 35—50° падают на запад (рис. 2, 3). Полнота разреза в каждой из них неодинакова и чаще представлена светло-серыми гравелитистыми и мелко-среднезернистыми кварцевыми песчаниками. В южной части блока присутствуют пачки толстоплитчатых кварцитов, вишневых алевролитов и сиреневато-серых тонкозернистых песчаников. Кварц-полевошпатовый известковистый состав, хорошая окатанность и сортировка материала свидетельствуют, что отложения сформировались в прибрежно-морских условиях из дальнепринесенного материала. По данным АГСМ такие терригенные образования характеризуются спокойным слабо отрицательным плавномонотонным магнитным полем (-2,5) — (-3,2) мэ, содержаниями К 2%, Th 6—8·10<sup>-4</sup>%. Возраст отложений определен по находкам брахиопод и трилобитов в левом борту р. Бургустайн-гол (сборы Н.В. Оленевой, В.А. Снежко и А.А. Калинина), отнесенным Е.В. Романенко и Н.В. Оленевой к интервалу лландовери—низы венлока. В южной части блока во фронтальной части силурийских пластин открыты уплощенные «островки» (ширина от нескольких до нескольких десятков метров и протяженность до 2 км) своеобразных нагромождений валунно-галечного материала (обломки лав среднего основного состава, глыбы песчаников и известняков) со «спайками» причудливо переплетенных тростей в диаметре до 0,5 м с рифленой поверхностью, известных как структуры «маллион» [2] (рис. 3). Во фронтальной части пластины кварцевых песчаников нижнего силура, ограниченной Чулуутинским разломом, обнаружены также «закачтыши» (диаметром от 20 см до 1 м) образований диорит-гранодиоритовой формации, которые, по-видимому, отвечают передовому фронту надвиговой зоны. Охарактеризованные выше образования относятся к категории «хаотических» комплексов или «микститов». Вероятно, их более правильно типизировать как гиганто-глыбовый меланж, так как матрикс и включения образованы различными породами [2].

В центральной части блока распространена полоса триасово-юрских даек спессартитов, заполняющих систему трещин субширотного простирания (вкрест простирания основной структуры), возникшую в результате правосторонних сдвигов вдоль Мокдорского разлома. Дайки секут венд-кембрийские, кембрийские и в единичных случаях силурийские отложения (рис. 2, 3).

В целом Центральный блок, в отличие от Западного, характеризуется многообразием (скученностью) слагающих формаций. Западная граница блока ограничена Чулуутинским глубинным разломом взбросо-надвигового типа, сместитель которого падает на восток. В этом блоке выделяются хаотические комплексы с элементами гиганто-глыбового меланжа и структурами закатывания «маллион», что свойственно подошве покровов [2]. Совокупность перечисленных признаков дает основание рассматривать Центральный блок в качестве аллохтона.

*Восточный блок*, как и Центральный, характеризуется многообразием слагающих его формаций. Западное ограничение блока фиксирует Мокдорский глубинный разлом взбросо-надвигового типа (рис. 2). В центральной части этого разлома наиболее ярко проявлена дугообразная, обращенная к западу, выпуклость, свойственная всем разломам Чаган-Шибэтинской зоны, подчеркивающая в современном рельефе восточное падение плоскости сместителя под углами 50—60°. В западном борту этого блока вдоль Мокдорского разлома распространены отложения ниже-среднеордовикской граувакковой формации. В отличие от Западного блока, здесь преобладает нижняя вулканогенная часть разреза, представленная переслаиванием трахиандезитбазальтов, часто миндалекаменных, трахириодацитов, туфопесчаников с линзами известняков. В основании разреза прослеживается довольно мощный (до 750 м) горизонт туфопесчаников. Так же, как и в Западном блоке, эти отложения расланцованы и собраны в крутые изоклинальные складки с падением пород 70—80°. Среди этих отложений, как и в Центральном блоке, отмечаются прижатые к западному борту разновеликие пластины нижнесилурийских моласоидных отложений, а в районе р. Бургустайн-гол — глыба нижекембрийских известняков. Эти пластины имеют устойчивое падение на запад (рис. 3, 4). В рельефе, по отношению к ордовикским образованиям, они занимают более низкие гипсометрические уровни и как бы «притыкаются», подвигаются под них (рис. 4). В южной части блока, так же, как и в Центральном, во фронтальной части силурийской пластины находятся своеобразные нагромождения со структурами «маллион». Малые тела и дайки низкощелочных гранит-порфиров и сиенитов, в отличие от Центрального блока, ориентированы субмеридионально (рис. 2, 3).

Восточная часть блока перекрыта девонским Бургустайнгольским вулканогенным прогибом и юрской Хусуунурской терригенной мульдой. Породы всех перечисленных наслоений слабо деформированы и преимущественно падают на запад согласно с Мокдорским взбросо-надвигом (рис. 2).

В пределах Восточного блока так же, как и в Западном, распространены «сдавленные» и расслабленные ниже-среднеордовикские отложения граувакковой формации, но с преобладанием нижних частей разреза. Как и в Центральном блоке, в западном борту вдоль Мокдорского разлома расположены узкие олистолитовые пластины силурийских отложений и кембрийских известняков, но не

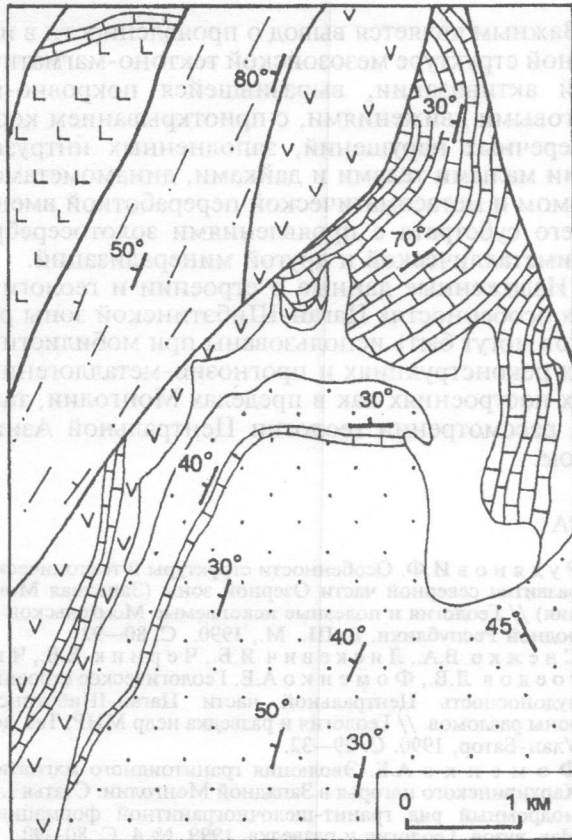


Рис. 4. Элементы геологического строения Восточного блока Цаган-Шибэтинской зоны разломов: усл. обознач. см. рис. 2

встречены образования спилит-кератофировой формации с пиллоулавами и горизонтами красных яшмоидов, типичных для Центрального блока. Подобно Хархиринскому, в этом блоке проявлены наложенный девонский прогиб и молассовые мульды — карбоновая и юрская. Сочетание указанных формаций и структур позволяет отнести этот линейный блок к параавтохтону, по отношению к передовому Центральному блоку являющемуся аллохтоном.

#### Обсуждение и анализ результатов работ

Анализ строения Цаган-Шибэтинской зоны разломов показал, что она как самостоятельная структура сформировалась в раннем девоне. Именно в это время произошла «спайка» описанных выше блоков и их окончательная консолидация, что, по-видимому, связано, со столкновением двух складчатых систем — Монголо-Алтайской и Монголо-Забайкальской [1]. Это подтверждается заложением на сформировавшейся континентальной коре в пределах данных систем однотипных Бургустайнгольского и Барунсалинского вулканотерригенных прогибов и становлением Хархиринского плутона.

Последствия столкновения двух складчатых систем уверенно «читаются» при расшифровке процессов деформации. При этом в качестве буферного выступает Западный блок. Именно он подвергся наибольшему сжатию. Граничащий с ним на востоке по Чулуутинскому разлому Централь-

ный блок — типичный пример шарьяжной пластины с элементами гиганто-глыбового меланжа и характерными структурами закатывания «маллион». Отделенный Мокдорским разломом Восточный блок несет признаки параавтохтона, о чем свидетельствуют, с одной стороны, слабо перемещенные, сдавленные также, как и в Западном блоке, ниже-среднеордовикские отложения граувакковой формации, с другой, увлеченные покровом и прижатые к Мокдорскому разлому олистолитовые силурийские и кембрийские пластины.

К западу от Цаган-Шибэтинской зоны разломов в Хархиринском нагорье в среднедевонское время начинается палингенное гранитообразование: от анатектических гибридных гранитоидов тургениулинского комплекса до раннесреднекарбоновых щелочно-гранитных интрузий елынского комплекса [11, 12]. За пределами исследуемого района, на юге, этот процесс сопровождался внедрением тел нордмаркитов и образованием метасоматитов биотит-кварц-альбитового и рибекит-микроклин-альбитового составов с редкометалльно-редкоземельной минерализацией [7, 8].

Со среднепозднекарбонового времени на территории Западной Монголии в форланде крупных надвиговых зон формируются карбоновые угленосные, а затем и юрские молассы. Например, Хартарбагатайская и Орлогынгольская мульды в Хархиринском блоке Цаган-Шибэтинской зоны.

С позднеюрского времени структура Цаган-Шибэтинской зоны испытывает новый этап тектономагматической активизации с усилением горизонтальных тектонических движений и сбросо-сдвиговых преимущественно правосторонних перемещений. Признаки этой тектономагматической активизации проявляются в дислоцированности пород Хартарбагатайской мульды, в «поддвижении» юрских пород под Хархиринский плутон, а также надвиганием ордовикских отложений на юрские и др. Правосторонние сбросо-сдвиговые дислокации наиболее ярко подчеркиваются относительными смещениями пород Центрального и Восточного блоков, различной ориентировкой трещинных малых интрузивных тел и даек субвулканического облика и др. (рис. 2). Процессы тектономагматической активизации проявляются редкометалльной и золотосеребро-полиметаллической минерализацией [4, 8—11, 12].

Таким образом, крупномасштабные исследования, проведенные в пределах Цаган-Шибэтинской зоны разломов, вносят коррективы в историю формирования и строения этой структуры. Новым является уточнение границы Озерной и Хархиринской СФЗ, которая проходит по Западно-Шибэтинскому разлому. Этот разлом, очевидно, является одним из главных швов Цаган-Шибэтинской зоны разломов. Он имеет продолжение на север, где проходит по юго-западному склону хребта Байрим. В этой рисовке юго-западный борт Урэгнурской мульды относится не к Цаган-Шибэтинской, а Хархиринской (Кобдинской) СФЗ.

Один из главных выводов заключается в том, что Цаган-Шибэтинская структура сформирова-

