

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ЛЕСНАЯ ТОЛЩА ОРДОВИКА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ И ЕЕ ПОЗИЦИЯ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОМ РЯДУ НАДСУБДУКЦИОННЫХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛИД

Ранее нами показано существование закономерного ряда раннепалеозойских структурно-вещественных комплексов островодужной окраины палеозойского Палеоазиатского океана [Мосейчук, Сурин, 1999, 1999; Сурин, 2001 и др.], залегающих в виде многочисленных блоков и пластин в современной коллизионной структуре Южного Урала в ее традиционно выделяющихся Магнитогорской и Восточноуральской тектонических мегазонах. (Граница между этими структурами весьма условна, а коренное различие, по недостаточно обоснованному фактическим материалом мнению (см. ниже) большинства современных исследователей, заключается в том, что в пределах первой сгущены исключительно палеоокеанические образования, а во второй — тела последних (палеоокеанических образований) тектонически совмещены с палеоконтинентальными блоками (микроконтинентами с допалеозойской корой).) Наиболее характерными, «маркирующими» указанный ряд, являются островодужные вулканоплутонические ассоциации, а также представляющие задуговые бассейны офиолитовые ассоциации. (Как показано ранее, в этом ряду развиты геологические тела, сложенные преимущественно характерными для островодужных обстановок вулканитами (метавулканитами): слюдинская толща ордовика в Джабык-Суундукском блоке Восточноуральской зоны [Мосейчук, Сурин, 1999; Мосейчук и др., 2008], саргазинская толща ордовика [Сурин, 2001; Сначев и др., 2006] и силурийские вулканиты [Язева, Боцкарев, 1995] в Челябинском блоке Восточноуральской зоны. Вулканогенные комплексы задугового бассейна представлены преимущественно базальтоидными поляковской и шеметовской толщами ордовика [Сурин, Мосейчук, 1995], его характерные осадочные образования — углеродсодержащие метаглинисто-кремнистые образования силурийской булатовской толщи и ордовикской новооренбургской толщи [Мосейчук, Сурин, 1999; Мосейчук и др., 2008]).

Наименее определенно идентифицированными в пределах Магнитогорской и Восточноуральской мегазон являются принадлежащие указанному ордовикско-силурийскому ряду толщи вулканогенно-

осадочных пород. (Как известно, толщи большой мощности вулканогенно-осадочных образований обычно широко распространены на склонах вулканических островных дуг и у их подножий в преддуговых и задуговых бассейнах). По нашим наблюдениям, вулканогенно-осадочные толщи, сформировавшиеся в связи с раннепалеозойским островодужным вулканизмом, благодаря накоплению большого объема пирокластического и вулканомиктового материала в окраинных бассейнах, реально существующая на характеризуемой территории, просто-напросто «потеряны» геологами вследствие недостаточной изученности разрезов ряда комплексов, неверной трактовки природы слагающих пород, их формационной принадлежности, а также стратиграфической позиции. Нередко метаморфизованные образования вулканогенно-осадочных толщ палеозоя относят к докембрию (как, например, это принято в утвержденных схемах для сильно метаморфизованных пород Пластовского блока Восточноуральской мегазоны) или включают в состав тектонически граничащих с ними комплексов.

Ранее нами показано, что мощная серия мелкообломочных пород, относимых к рымникской, чулаксайской и маячной свитам, слагающим значительную часть Джабык-Суундукского блока Восточноуральской мегазоны, сформировалась преимущественно в условиях раннепалеозойского преддугового бассейна [Мосейчук и др., 1996, 1997]. (В их разрезе широко представлены дистальные тефроидные турбидиты, реже — образования пирокластических потоков и проксимальные тефроидные турбидиты).

Вулканогенно-осадочные образования значительной мощности ордовика иного характера, по нашим наблюдениям, имеют место в восточной части Магнитогорской мегазоны, где, на наш взгляд, следует картировать самостоятельное стратиграфическое подразделение — лесную толщу нижнего — среднего ордовика, занимающую закономерное положение в ряду структурно-вещественных комплексов островодужной окраины океана.

Здесь, как и на западе Восточноуральской мегазоны, в настоящее время широко выделяются крупные тела раннепалеозойских существенно кремнистых и глинисто-кремнистых образований, часто в значительной степени метаморфизованных.

¹ ОАО «Челябинский электрометаллургический комбинат» (ОАО «ЧЭМК»), г. Челябинск, начальник горно-геологического управления

Существенно кремнистые образования преобладают в относительно хорошо изученных ордовикской новооренбургской [Иванов и др., 1984] и силурийской булатовской толщах (рис. 1), в разрезах которых силициты ассоциированы с базальтоидами и, очевидно, представляют собою осадки довольно глубоководного раннепалеозойского окраинного моря [Мосейчук, Сурин, 1999₁, 1999₂; Мосейчук и др., 2008].

(Ряд исследователей считает, что силурийская булатовская толща (пожалуй, главное геологическое тело Арамилско-Сухтелинского блока, традиционно относящегося к Восточноуральской мегазоне) сформировалась в глубоководных условиях палеозойского Уральского палеоокеана [Савельев и др., 2006; Мосейчук и др., 2008]. Распространенные на востоке Магнитогорской мегазоны к западу от Джэбык-Суундукского блока Восточноуральской мегазоны метакремнистые

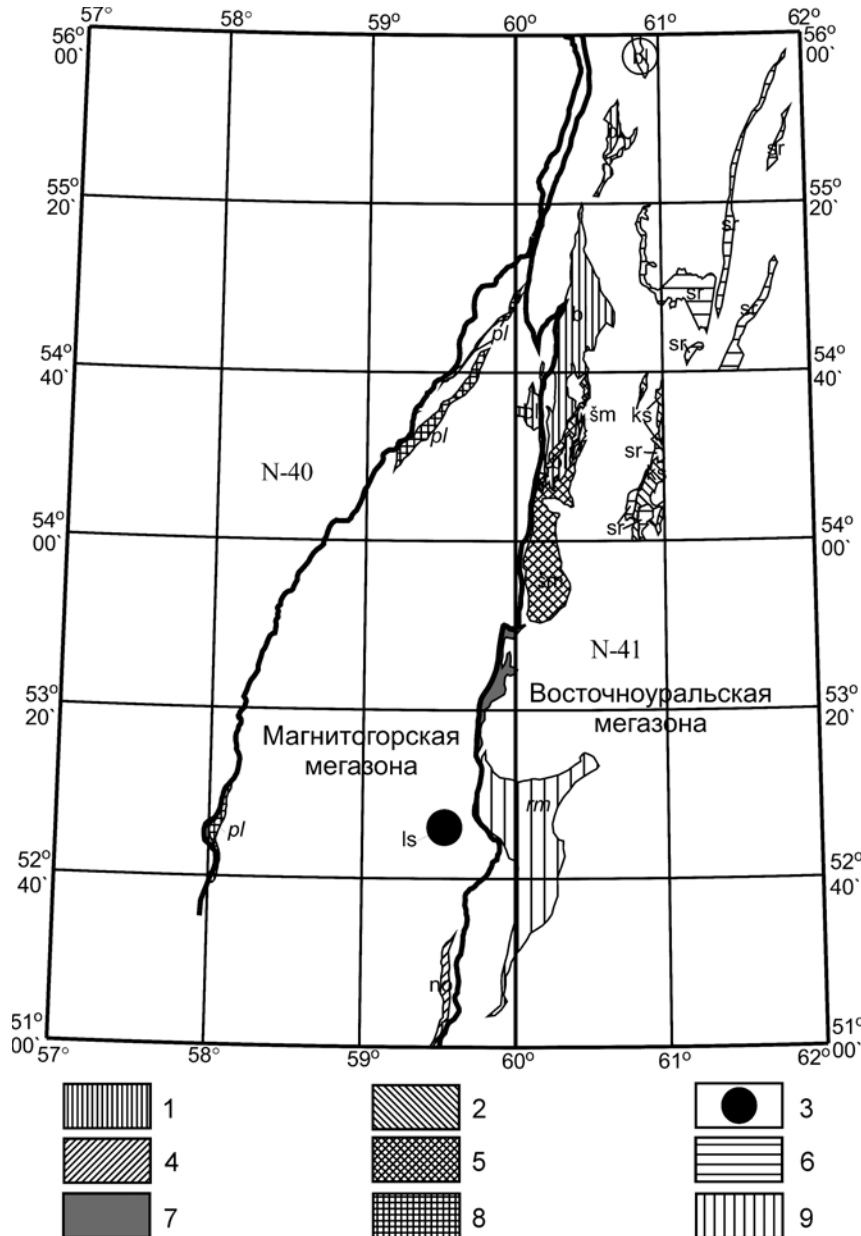


Рис. 1. Схема распространения основных геологических тел раннепалеозойского ряда структурно-вещественных комплексов активной (островодужной) палеоокеанической окраины Палеоазиатского океана

Условные обозначения. 1–7 — толщи: 1 — булатовская ($S_{1-2}bl$), 2 — кособродская (S_1ks), 3 — лесная (O_2ls), 4 — новооренбургская (O_2no), 5 — шеметовская ($O_2\text{шm}$), 6 — саргазинская ($O_{1-2}sr$), 7 — слюдинская (O_1sl); 8–9 — свиты: 8 — поляковская ($O_{1-2}pl$), 9 — рымникская ($O_{1-2}rm$)

породы новооренбургской толщи часто трактуются как образования океанического чехла Восточноуральского микроконтинента [Пучков, Иванов, 1987; Язева, Бочкарев, 1998]. Нами показана ошибочность этой гипотезы [Мосейчук и др., 1996, 1997; Мосейчук, Сурин и др., 1996; Мосейчук, Сурин, 1999]. Пространственно кремнистые породы новооренбургской толщи чередуются с типичными для активной (островодужной) окраины палеоокеана девонскими и раннекаменноугольными преимущественно вулканогенными образованиями, характерными для Магнитогорской мезазоны, и локализованы в пределах последней. С востока ареал их распространения ограничен тектонически. В разрезе Джабык-Суундукского блока, как и других блоков Восточноуральской мезазоны (Челябинского, Кочкарского), отождествляемых здесь со структурами Восточноуральского микроконтинента [Язева, Бочкарев, 1998 и др.], таких образований нет. В разрезе Джабык-Суундукского блока доминируют метаморфизованные образования иного рода: отмеченные выше раннепалеозойские метавулканиды и метавулканогенно-осадочные образования (слюдинская толща, рымникская свита) [Мосейчук и др., 1996, 1997; Мосейчук, Сурин и др., 1996; Мосейчук, Сурин, 1999₁, 1999₂]. Эти комплексы прорваны здесь лишь позднедевонско-раннекаменноугольными интрузивными телами образований неплюевского комплекса, вместе с которыми они перекрыты лишь метаморфизованными верхневизейскими терригенными и карбонатными отложениями, прорванными, в свою очередь, вместе с другими образованиями мезазоны крупными позднепалеозойскими интрузиями. Нельзя не отметить также, что до настоящего времени не получено веских доказательств наличия в Джабык-Суундукском блоке докембрийского сиалического основания [Горожанин и др., 1999; Мосейчук, Сурин, 1999₁; Сурин, Мосейчук, 1999; Сурин, 2001]. Невысокое ($0,70446 \pm 0,00052$) первичное отношение изотопов стронция в пермских S-гранитоидах [Горожанин и др., 1999] исключает такую вероятность именно там, где она максимальна: на участках проявления анатексиса коровых пород. В целом же, отсутствие микроконтинента [Мосейчук, Сурин, 1999₁; Сурин, 2001], очевидно, предполагает отсутствие его чехла.)

Вследствие весьма слабой обнаженности разрезы, включающие раннепалеозойские метасилициты, расположенные к западу от Джабык-Суундукского блока, еще очень слабо изучены. На поверхности обычно наблюдаются в виде отдельных мелких скальных выходов и, чаще, высыпок обломков лишь весьма устойчивые к выветриванию существенно кварцевые (первично кремнистые) породы. Проходкой скважин, как уже отмечено выше, в составе новооренбургской толщи установлены прослойки базальтов [Иванов и др., 1984]. Такой тип разреза,

на наш взгляд, принадлежит относительно глубоководному бассейну, но не ложа океана, а окраинного моря с субокеаническим типом земной коры, существование которого в ордовике и силуре показано нами ранее [Сурин, Мосейчук, 1995; Мосейчук, Сурин, 1999₂; Мосейчук и др., 2008].

Толща кремнистых («углисто-кремнистых» по О.В. Артюшковой, В.А. Маслову [1998]) пород предположительно силура Э.В. Шалагиновым (отчет о геологосъемочных работах за 1984 г.) была относительно недавно показана в полосе выходов на поверхность микрокварцитов, развитых юго-восточнее пос. Путь Октября к юго-западу от крупной Кацбахской интрузии пермских гранитоидов. В более поздних работах, после обнаружения в метакремнистых породах характерных для ордовика конодонтов, предполагалось развитие здесь новооренбургской толщи, состоящей исключительно из метаморфизованных кремнистых сланцев [Артюшкова, Маслов, 1998; Язева, Бочкарев, 1998]. Наши исследования показали, что метасилициты развиты здесь довольно ограниченно, самостоятельной толщи не образуют, а слагают лишь прослойки и отдельные пачки в разрезе большой мощности (свыше 1000 м), в котором установлены метатифы и метатиффиты базальтов, андезибазальтов и андезитов, аповулканогенные зеленые сланцы, графитсодержащие существенно метакремнистые породы (метатифосилициты, кремнистые метатиффиты и метасилициты (микрокварциты)). Тем не менее, в настоящее время эта толща закартирована здесь, в соответствии с решением НРС МПР, в качестве новооренбургской толщи среднего ордовика.

В связи с резким отличием характеризуемого разреза от типового для новооренбургской толщи, считаем более корректным выделить здесь самостоятельную стратиграфическую единицу — лесную толщу ордовика (среднего?). Учитывая, что конодонты обнаружены лишь в средней части разреза толщи, общий стратиграфический диапазон, представленный толщей, может быть довольно широким и, возможно, включать весь ордовик и даже силур (по крайней мере, наличие в силуре такого рода отложений, на наш взгляд, весьма вероятно). Близкое нашему представлению о характере разреза этой толщи давали и прежде. Так, при геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной в конце 50-х годов, Ю.С. Емельянов включал ареал развития лесной толщи в полосу распространения существенно вулканогенной ирендыкской свиты, что было сохранено и на изданной в 1965 г. карте масштаба 1:200 000. К.П. и А.А. Плюсниными.

Распространение лесной толщи на сегодня установлено в пределах ориентированной в север-северо-западном направлении расположенной юго-

восточнее пос. Путь Октября гряды, разделенной прорезающим ее ложком на две субизометричные горы. По нашим наблюдениям, толща слагает одну из пластин (Лесную) в развитом на востоке Магнитогорской мегазоны коллаже мелких блоков и пластин, в котором участвуют, кроме пород лесной толщи, девонские и раннекаменноугольные метавулканогенные породы (рис. 2), а также позднедевонские интрузивные образования. Длина этой пластины достигает 8 км (рис. 2). С северо-востока распространение толщи ограничено прорывающими ее, как и другие палеозойские породы, образованиями позднепалеозойского (пермского) Кацбахского массива I-гранитоидов. Все остальные ограничения — тектонические. На востоке Лесная пластина залегает на метавулканитах нижнего карбона, от которых она отделена падающим на запад (под нее) маломощным телом серпентинитов бриентского комплекса раннего девона. На западе и юге Лесная пластина тектонически погружена под раннедевонские образования, принадлежащие бриентской офиолитовой ассоциации и Амамбайский массив интрузивных образований позднедевонских сахаринского и верхнеуральского комплексов. Толща слабо обнажена. На поверхности наблюдаются лишь микрокварциты, мусковит-кварцевые, мусковит-биотит-хлорит-кварцевые и хлорит-биотит-кварцевые сланцы, часто графитсодержащие, образовавшиеся, очевидно, как по довольно чистым силицитам, так и по глинистым силицитам, туфосилицитам и кремнистым туффитам. На местности и аэрофотоснимках довольно ясно видно, что метакремнистые породы развиты ограниченно, слагая вытянутые в северо-западном направлении микрогряды. Скважинами между ними выявлены кварц-поле-

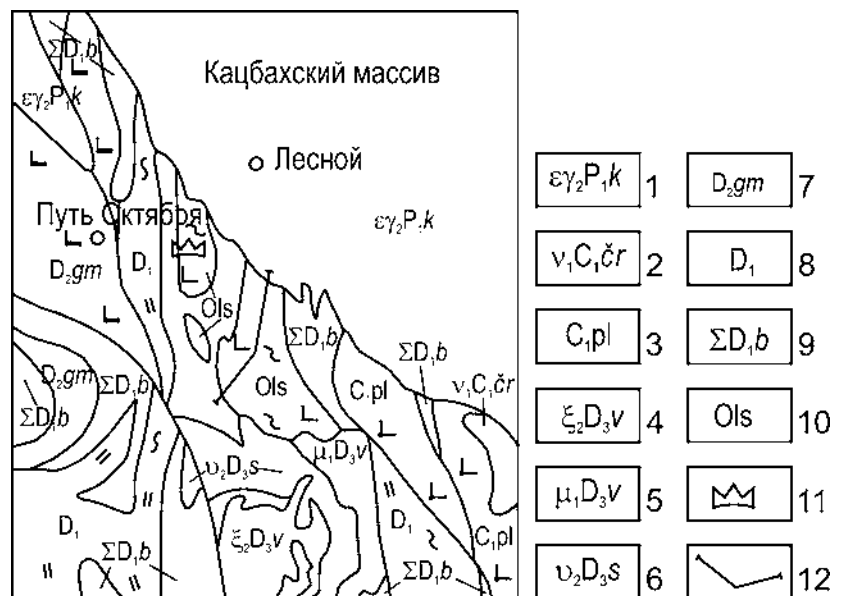
вошпат-биотит-амфиболовые сланцы с переменным соотношением компонентов, часто содержащие эпидот и карбонат, количество которых иногда значительно.

Наблюдениями по редкой сети скважин, дешифрированием аэрофотоснимков, интерпретацией магнитного поля установлено, что Лесная пластина разбита на ряд более мелких пластин, разделенных телами серпентинитов, породы смяты в изоклинальные складки с падением осевых плоскостей в целом согласно ее общему падению (рис. 3). Отложения толщи, так же как и девонские, и каменноугольные породы обрамления Кацбахской интрузии, метаморфизованы в фации зеленых сланцев с нарастанием интенсивности и степени преобразований по направлению к ее контакту.

Большую часть разреза слагают серо-зеленые, темно-зеленые бластопсефитовые, бластопсаммитовые, бластоалевритовые породы, которые обычно ритмично переслаиваются с метакремнистыми породами (последние присутствуют в верхах большинства ритмов). Предполагается преимущественно пирокластическая природа обломков. В силу значительной перекристаллизованности, ограничения обломков в бластопсефитовых и бластопсаммитовых породах неотчетливы. Обломки замещены агрегатами мелких (первые десятые доли миллиметра — 0,5–0,7 мм, иногда до 1 мм) зерен амфибола (разности, переходные от актинолита к роговой обманке), обычно доминирующего в составе породы, а также более мелких относительно изометричных зерен биотита, хлорита, кварца и альбита. Среди них с трудом различимы реликты кристаллов плагиоклаза, по которым развиты агрегаты тончайших зерен тех же минералов и микрозерна

Рис. 2. Геологическая позиция образований слюдинской толщи среднего ордовика

Условные обозначения: 1 — умереннощелочные гранитоиды кацбахского комплекса; 2 — габброиды черкасинского комплекса; 3 — преимущественно умереннощелочные метабазальтоиды полоцкой толщи нижнего карбона; 4 — сиениты, кварцевые сиениты верхнеуральского комплекса; 5 — монцогаббро, монцитоны верхнеуральского комплекса; 6 — клинопироксениты и меланократовые габброиды сахаринского комплекса; 7 — преимущественно метабазальтоиды гумбейской свиты среднего девона; 8 — метавулканогенно-осадочные образования тюлькубайской свиты нижнего девона; 9 — серпентиниты бриентского комплекса; 10 — лесная толща среднего ордовика; 11 — место находки конодонтов; 12 — положение разреза (рис. 3)



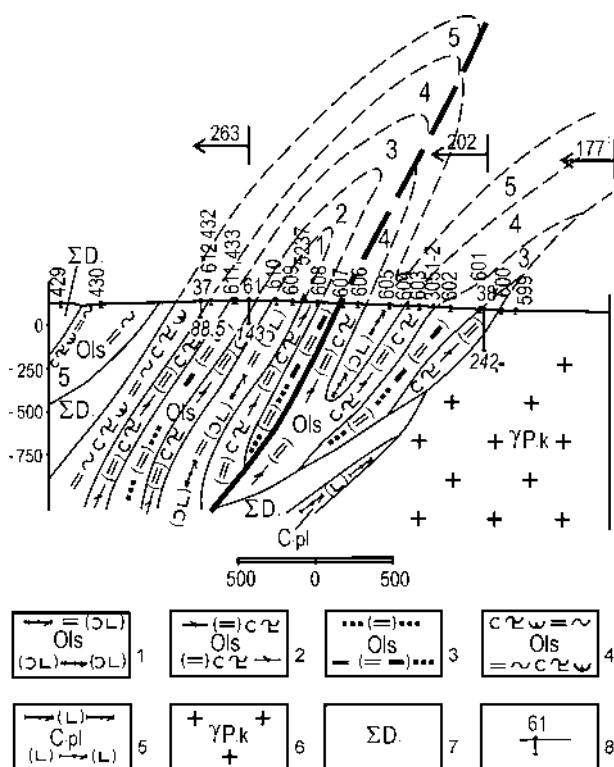


Рис. 3. Разрез Лесной пластины в 4,5 км юго-восточнее пос. Путь Октября

Условные обозначения: 1—4 — лесная толща среднего ордовика: 1 — аповулканогенные кварц-биотит-полевошпат-амфиболовые породы с примесью эпидота и карбоната, 2 — ритмичное чередование метатuffов, метатuffитов и метасилицитов, 3 — пачка преимущественно метасилицитов, часто углеродсодержащих, 4 — ритмичное чередование метатuffов и кремнистых метатuffитов; 5 — метавулканиты полочкой толщи нижнего карбона, кварц-биотит-амфибол-полевошпатовые сланцы; 6 — гранитоиды раннепермского кацбахского комплекса; 7 — серпентиниты раннего девона; 8 — скважина и ее номер; 1, 2, 3, 4, 5 — номера пачек лесной толщи

примыкающей к ней с северо-востока возвышенности пройден профиль из 12 скважин картировочного и трех скважин колонкового бурения (рис. 3). Наиболее возвышенная часть рельефа горы примерно отвечает ядерной части антиклинальной складки. Восточнее небольшому понижению отвечает синклиальная складка.

Выделяются пять пачек (рис. 3), снизу вверх это:

пачка 1. Залегает в ядре антиклинальной складки в 1300 м юго-западнее контакта толщи с Кацбахским массивом. Двумя картировочными скважинами (609 и 610) здесь вскрыты аповулканогенные кварц-биотит-полевошпат-амфиболовые породы с примесью эпидота и карбоната. Мощность — более 100 м (подшва толщи не обнаружена);

пачка 2. Вскрыта на крыльях антиклинальной складки: на ее западном крыле нижней половиной скважины 61 (глубина 76–143,8 м), на восточном — картировочной скважиной 608, а также в восточном крыле синклиальной складки на крайнем востоке полосы развития пород характеризуемой толщи у ее контакта с Кацбахским массивом скважиной 38. Эта ритмичнослоистая пачка сложена метатuffами в основании ритмов и существенно метакремнистыми породами в их верхах. Обычно мощности ритмов колеблются около 1–2 м, реже достигая 3–5 м. Иногда мощность ритмов достигает 10 и несколько более метров при значительной (до нескольких метров) мощности метакремнистых пород верхов ритмов. Ритмы осложнены в верхах микроритмичностью. Мощность — около 100 м;

пачка 3. Вскрыта в западном крыле антиклинальной картировочной скважиной 611 и верхней частью скважины колонкового бурения 61 (до 76 м), а также картировочными скважинами 601 и 602 в восточном крыле синклинали. Она состоит только из метакремнистых пород. В породах этой пачки в карьере на горе с отметкой 426,6, расположенной севернее характеризуемого профиля, в 2 км восточнее свх. Путь Октября, в соседнем, аналогично устроенном, блоке, обнаружены [Артюшкова, Мас-

эпидота. Иногда отчетливо виден существенно полевошпатовый первичный состав пород. В наиболее меланократовых породах отмечаются также выделения серпентина. Межзерновое пространство выполнено тонкими биотит-хлорит-кварцевыми агрегатами, развитыми, вероятно, по первичному матриксу. Его обычно мало в относительно грубообломочных разностях. Реже породы состоят из более хорошо индивидуализированных зерен амфибола, хлорита, биотита, альбита. В этом случае их первичное обломочное строение почти не просматривается. Существенно метакремнистые породы верхов ритмов состоят из агрегатов тех же минералов, но с преобладанием кварца, иногда они переходят в безамфиболовые хлорит-биотит-кварцевые разности. В них дополнительно развит мусковит. Последние нередко сменяются относительно чистыми микрокварцитами с небольшой примесью мусковита. Микрокварциты слагают в ритмичнослоистых пачках микрослойки среди хлорит-биотит-кварцевых сланцев. Описанные минеральные ассоциации характерны для метаморфических образований зеленосланцевой, возможно, переходной к эпидот-амфиболитовой, фации метаморфизма.

Относительно хорошо изучена на протяжении 2 км вкрест простираения наиболее крупная пластина пород характеризуемой толщи в 4 км к юго-востоку от пос. Путь Октября (рис. 2, 3). Через южную из гор отмеченной выше гряды и часть

лов, 1998] отпечатки конодонтов, два из которых определены В.А. Наседкиной: один как *Chirognathus* sp., встречающийся только в среднем ордовике, второй — *Paracordylopus* (?) sp. indet., распространенный в нижнем и среднем ордовике [Артюшкова, Маслов, 1998]. Мощность — от десятков метров до 120 м;

пачка 4. Вскрыта в западном крыле антиклинали картировочной скважиной 612 и призабойной частью скважины колонкового бурения 37 (интервал 77,8–83,5 м) и на обоих крыльях синклинали складки: в западном крыле — скважинами 606 и 607, в восточном — скважинами 603 и 604. Эта ритмично построенная пачка аналогична второй. Слой метакремнистых пород верхнего из ритмов пачки вскрыт нижней частью скважины 37 в западном крыле синклинали. Мощность — около 100–120 м;

пачка 5. Вскрыта скважиной 37 в западном крыле синклинали и картировочной скважиной 605 — в ядре синклинали. Разрез пачки построен ритмично (мощности ритмов — 1–2 м). В разрезе ритмов резко преобладают метатUFFы. Они венчаются кремнистыми метатUFFитами небольшой (до 10 см) мощности. Отложения этой пачки вскрыты также картировочной скважиной 430 в 700 м западнее скважины 37. Таким образом, мощность этой пачки может достигать 500 м.

Суммарная вскрытая мощность толщи — около 1000 м.

В связи с тем, что большая часть пород имеет смешанный состав, анализ их химизма в сопоставлении с эталонными вулканическими образованиями весьма условен. В небольшой выборке участвуют

данные по относительно однородным метатUFFам. По химизму вся их совокупность разделяется на три группы (см. табл.), которые соответствуют меланократовым базальтам, глиноземистым базальтам и андезитам (последние весьма редки). Для первых характерны низкое содержание щелочей и высокое — Mg и Ca, для вторых — высокое содержание Al и низкое — Mg, для третьих — повышенные концентрации Si, щелочей и низкое содержание Fe.

Большая часть проанализированных пород принадлежат к образованиям нормальной щелочности (рис. 4), хотя иногда отмечаются разности с повышенной щелочностью. Проявлена определенная положительная корреляция между суммарной щелочностью и содержанием кремнезема, что свидетельствует о незначительном, в целом, влиянии вероятных здесь контактово-метасоматических процессов на химический состав пород. По соотношению содержания окиси калия и кремнезема породы лесной толщи являются типичными образованиями известково-щелочной серии (рис. 5). По типу щелочности породы относятся к натриевым и калиево-натриевым разновидностям (рис. 6). На диаграмме АФМ фигуративные точки, отвечающие составам метатUFFов меланократовых базальтов, располагаются в поле образований толеитовой серии, тогда как остальные породы — в поле известково-щелочной серии (рис. 7). От близких по возрасту базальтов поляковского комплекса они отличаются пониженной железистостью. На диаграмме А. Миширо (рис. 8) наблюдается противоположная картина: точки составов метатUFFов меланократовых базальтов, в силу их высокой магнезиальности, располагаются в области известково-щелочных

Таблица

Средние составы метавулкаников лесной толщи

№№ п/п	1	2	3		1	2	3		1	2	3
SiO ₂	48,06	50,39	61,87	Q	0,00	0,00	10,27	Wo(Di)	10,34	5,49	1,20
TiO ₂	1,11	1,31	0,53	Or	3,31	7,45	17,08	En(Di)	7,39	3,55	0,75
Al ₂ O ₃	12,84	18,93	17,45	Ab	9,31	25,13	35,20	Fs(Di)	2,03	1,57	0,38
Fe ₂ O ₃	2,37	3,26	1,25	An	28,44	34,60	20,40	En(Hy)	17,14	8,85	7,59
FeO	7,29	5,84	3,15	Di	19,75	10,61	2,33	Fs(Hy)	4,71	3,91	3,81
MnO	0,15	0,14	0,17	Hy	21,85	12,76	11,41	Fo(Ol)	8,01	1,03	0,00
MgO	14,44	5,57	3,35	Ol	10,44	1,53	0,00	Fa(Ol)	2,42	0,50	0,00
CaO	11,50	10,02	4,97	Mt	3,44	4,73	1,81	FeO'	9,42	8,77	4,28
Na ₂ O	1,10	2,97	4,16	Ilm	2,11	2,49	1,01	Na ₂ O+K ₂ O	1,66	4,23	7,05
K ₂ O	0,56	1,26	2,89	Ap	1,37	0,69	0,49	Kf	40,08	62,03	56,77
P ₂ O ₅	0,59	0,30	0,21	Npl	75,34	57,92	36,69	Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11,57	14,45	32,92
								FeO'/MgO	0,65	1,58	1,28

Примечание. МетатUFFы: 1 — меланократовых базальтов (3 ан.), 2 — глиноземистых базальтов (5 ан.), 3 — андезитов (1 ан.).

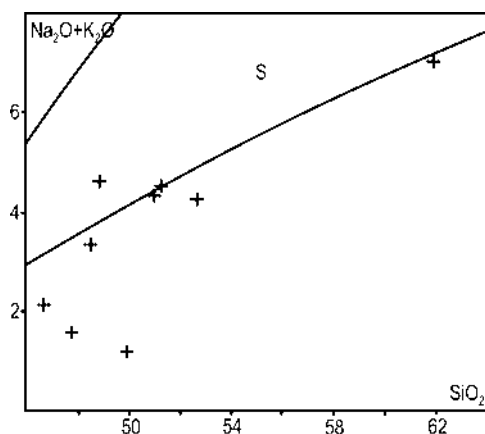


Рис. 4. Диаграмма «сумма щелочей – кремнезем» для метавулканитов лесной толщи

S — поле умереннощелочных пород

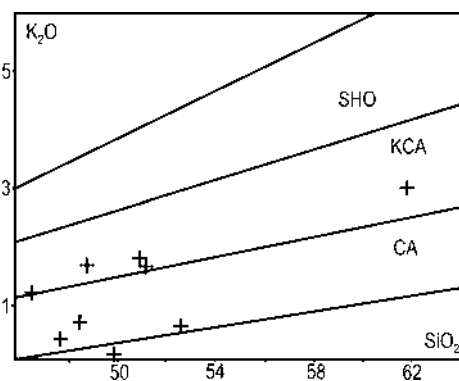


Рис. 5. Диаграмма «K₂O – SiO₂» для метавулканитов лесной толщи

Поля пород: CA — нормальной известково-щелочной серии, KCA — высококальциевой известково-щелочной серии, SHO — шошонитовой серии [Pescerillo, Taylor, 1976]

пород, а составы глиноземистых базальтов, наоборот, в поле пород толеитовой серии. Последние также существенно отличаются от первых повышенным коэффициентом фракционирования, причем вместе они на диаграмме «Kf – SiO₂» образуют тренд, близкий к «толеитовому островодужному» (рис. 9). Что касается метатифа метаандезита, то он по всем петрохимическим параметрам является типичным представителем известково-щелочной серии (рис. 7, 8, 9). На дискриминационной диаграмме Дж. Пирса и др., показывающей различия в составе базальтов различных геодинамических обстановок по соотношению железистости, магнизиальности и глиноземистости, точки составов двух выделенных петрохимических типов пород занимают отчетливо различное положение. Метатифы меланократовых базальтов, вследствие своей высокой магнизиаль-

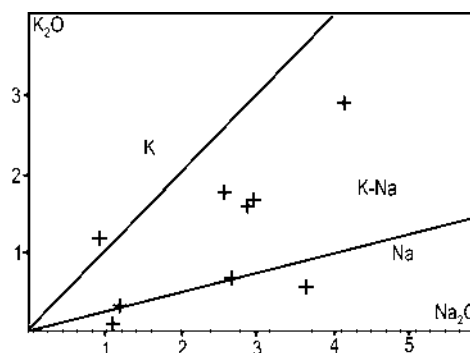


Рис. 6. Диаграмма «Na₂O – K₂O» для метавулканитов лесной толщи

Показаны поля пород калиевого (K), калиево-натриевого (K-Na) и натриевого (Na) типов щелочности

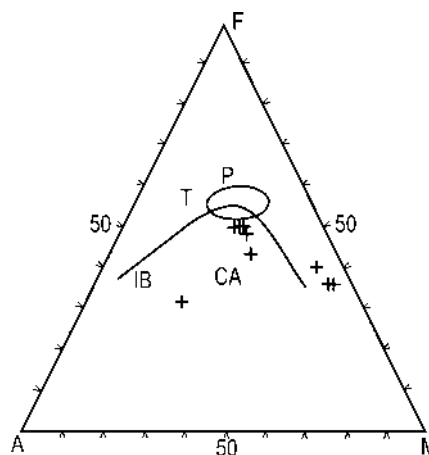


Рис. 7. Диаграмма AFM для метавулканитов лесной толщи

Линия IB разграничивает поля пород толеитовой (T) и известково-щелочной (CA) серии [Irvine, Baragar, 1971]. P — поле базальтов поляковского комплекса

ности, располагаются в поле «океанических» базальтов, тогда как глиноземистые базальты — в области «островодужных» составов (рис. 10). Важной характеристикой большинства метавулканитов лесной толщи является повышенная концентрация в них P₂O₅, что сближает их с образованиями известково-щелочной серии островных дуг (рис. 11 и 12). Только среди глиноземистых базальтов иногда встречаются породы с умеренной фосфористостью, аналогичной таковой в «океанических» базальтах (рис. 11 и 12). Все породы лесной толщи характеризуются умеренным содержанием титана, что, наряду с низким коэффициентом фракционирования, сближает меланократовые метабазальты с «наименее дифференцированными» океаническими базальтами, а глиноземистые базальты — с базальтами глубоководных желобов (рис. 13). В целом,

вся совокупность изученных пород на диаграмме «Kf—TiO₂» образует тренд, близкий по направлению к образованиям островных дуг (рис. 13). По соотношению двуокиси титана и кремнезема все мета-

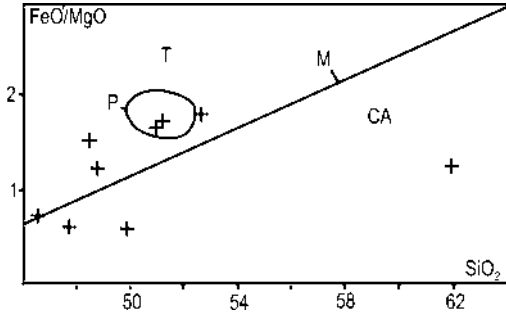


Рис. 8. Диаграмма «FeO'/MgO—SiO₂» для метавулканитов лесной толщи

Линия М разделяет поля пород толеитовой (Т) и известково-щелочной (СА) серии [Miashiro, 1974]. Остальные обозначения см. рис. 7

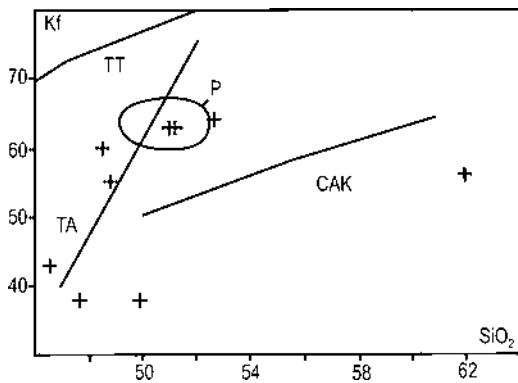


Рис. 9. Диаграмма «коэффициент фракционирования (Kf) — кремнезем» для метавулканитов лесной толщи

Показаны тренды: ТА — толеитовой серии Алеутской дуги, САК — известково-щелочной серии Каскадных гор, ТТ — вулкана Тингмули (Исландия). Остальные обозначения см. рис. 7.

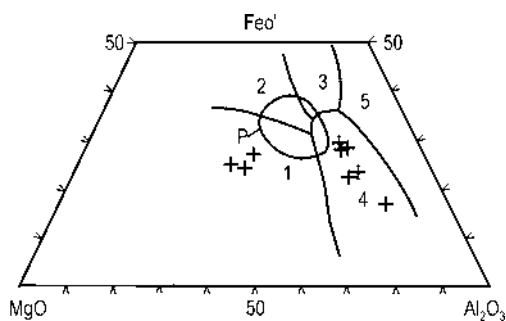


Рис. 10. Диаграмма «Al₂O₃—FeO'—MgO» для метавулканитов лесной толщи

Показаны поля «субщелочных» базальтов: 1 — океанических абиссальных (СОХ), 2 — океанических островных, 3 — континентальных, 4 — островодужных и окраинно-континентальных, 5 — спрединговых зон [Pearce, 1976]. Остальные обозначения см. рис. 7

вулканисты лесной толщи весьма близки к типичным образованиям островодужной известково-щелочной серии (рис. 14). От одновозрастных базальтов поляковского комплекса они отличаются несколько более низким содержанием титана (рис. 13 и 14). Метатуфы меланократовых базальтов характеризуются весьма высоким нормативным цветовым индексом (см. табл.), тогда как метатуфы глиноземистых

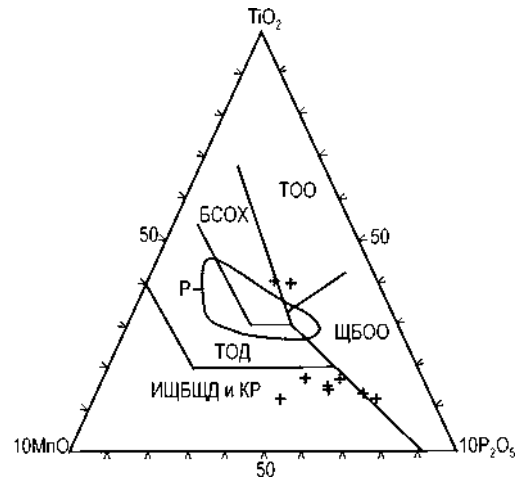


Рис. 11. Диаграмма «MnO—TiO₂—P₂O₅» для метавулканитов лесной толщи

Показаны поля: ТОО — толеитов океанических островов, БСОХ — базальтов срединно-океанических хребтов, ТОД — толеитов островных дуг, ИЩБД и КР — известково-щелочных базальтов островных дуг и базальтов континентальных рифтов, ЩБОО — щелочных базальтов океанических островов [Mullen, 1983]. Остальные обозначения см. рис. 7

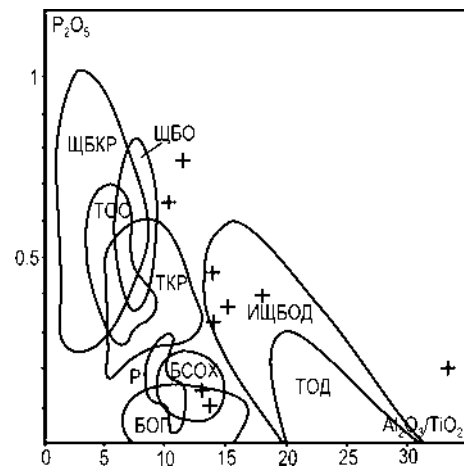


Рис. 12. Диаграмма «P₂O₅—Al₂O₃/TiO₂» для метавулканитов лесной толщи

Показаны поля: ЩБКР — щелочных базальтов континентальных рифтов, ЩБОО — щелочных базальтов океанических островов, ТОО — толеитов океанических островов, ТКР — толеитов континентальных рифтов, БОП — базальтов океанических поднятий, БСОХ — базальтов срединно-океанических хребтов, ИЩБД — известково-щелочных базальтов островных дуг, ТОД — толеитов островных дуг [Pearce, 1976]. Остальные обозначения см. рис. 7

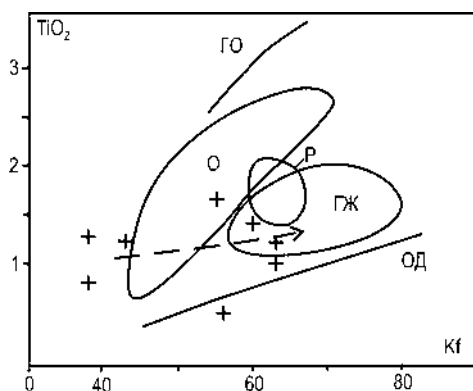


Рис. 13. Диаграмма «TiO₂ – Kf» для метавулканитов лесной толщи

Показаны поля и тренды базальтов: О — океанов, ГЖ — глубоководных желобов, ГО — Галапагосских островов и ОД — островных дуг [Дмитриев, Цветков, 1983]. Остальные обозначения см. рис. 7

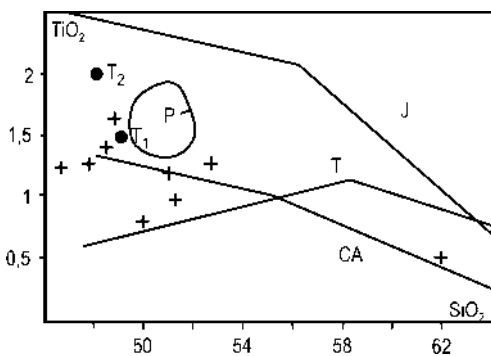


Рис. 14. Диаграмма «TiO₂ – SiO₂» для метавулканитов лесной толщи

Показаны средние составы толеитов срединно-океанических хребтов (Т₁) и океанических островов (Т₂) [Лутц, 1980; Язева, 1985], а также тренды серий: Т — толеитовой островодужной, СА — известково-щелочной островодужной, I — исландитовой [Лутц, 1980; Jakes, White, 1972]. Остальные обозначения см. рис. 7

базальтов в очень высокой степени обогащены нормативными полевыми шпатами. Метатиф андезита характеризуется также высоким содержанием полевошпатовой составляющей, низким цветовым индексом и повышенным содержанием кварца.

Поскольку, по геологическим данным, все характеризуемые породы составляют единую в генетическом плане серию, особенности их нормативного состава в определенной степени отражают петрологический механизм и условия их образования. Видимо, меланократовые базальты, обогащенные магнием и кальцием, наиболее близки по составу к первичному мантийному расплаву. На диаграмме плавкости системы «Срх – ОI – PI» (рис. 15) фигуративная точка их нормативного состава распола-

гается вблизи тройной «сухой» эвтектики, причем породы по сравнению с породой, отвечающей по составу эвтектике, обнаруживают обогащение нормативным оливином, что говорит о возможной кумуляции (фракционировании) оливина при образовании этих пород. Последнее подтверждается и петрографическими данными (см. выше). Глиноземистые базальты по нормативному составу близки к «среднему» островодужному базальту, причем, фигуративная точка их состава располагается на диаграмме вблизи тройной эвтектики при повышенном (около 3 кбар) водном давлении (рис. 14). Образование глиноземистых базальтов с повышенной щелочностью в результате дифференциации высокомагнезиальной базальтовой магмы связывается с повышением флюидного давления и подщелачиванием базальтовых магм, что приводит к обогащению базальтовой эвтектики плагиоклазом относительно темноцветных минералов в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов, т.е. вполне объясняется реализацией в данном случае так называемого «анортозитового тренда второго типа» [Суханов, Богатиков, 1986]. Образование плагиоклазовых глиноземистых базальтов при дифференциации островодужных толеитовых магм получило название «анортозитовой тенденции» [Колосков, Хубуная, 1982; Суханов, Богатиков, 1986]. Сравнение петрохимических

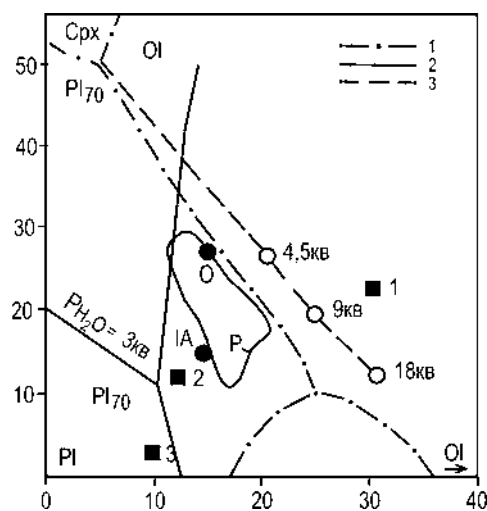


Рис. 15. Положение средних нормативных составов метатифов меланократовых базальтов (1), глиноземистых базальтов (2) и андезитов (3) лесной толщи на диаграмме плавкости системы «плагиоклаз – клинопироксен – оливин» (по [Фролова и др., 1985])

Условные обозначения: 1–3 — котектические линии: 1 — при давлении 1 атм., 2 — при давлении воды 3 кбар, 3 — соединяющая тройные эвтектические точки при различных давлениях (кбар). Жирными точками обозначены средние составы океанических (О) и островодужных (IA) базальтов. Оконтурено поле базальтов поляковского комплекса (P)

особенностей глиноземистых метабазитов лесной толщи с аналогичными породами различных геодинамических обстановок (см. обзор проблемы в указанной работе М.К. Суханова и О.А. Богатикова) [Суханов, Богатиков, 1986] позволяет говорить, что они более всего близки к аналогичным образованиям островных дуг, таких, например, как Тонга – Кермадек, Марианская и Южно-Сандвичева. Приповерхностная дифференциация глиноземистых базальтов в очагах в условиях высокой флюидонасыщенности приводила к дальнейшему обогащению расплава плагиоклазом и одновременно должна была привести к смене тренда дифференциации с феннеровского на боуэнсовский в результате фракционирования окисных железистых фаз. Именно таким путем, по нашему мнению, образовались в ограниченном объеме бедные железом и титаном андезиты (рис. 13). О высокой флюидонасыщенности косвенно свидетельствует и преимущественно пирокластический состав пород.

Приведенные данные в целом позволяют предполагать, что входящие в состав лесной толщи метавулканиды имеют «островодужную» специфику. По-видимому, первичный для них расплав генерировался в относительно «сухих» условиях, тогда как его дальнейшая эволюция происходила в условиях водонасыщенности в надсубдукционной обстановке. Подобное явление характерно для краевых частей окраинных морей, примыкающих непосредственно к островным дугам [Шараскин, 1992].

Таким образом, весьма вероятно, что в целом лесная толща представляет собой пирокласто-осадочный шлейф зоны перехода от тыловой части островной дуги к задуговому бассейну. Образования собственно островной дуги развиты, как уже отмечено выше, в Джабык-Суундукском блоке — восточнее в современных координатах, и представлены близкой по возрасту астафьевской вулканоплутонической ассоциацией [Мосейчук, Сурин, 1999₂].

Литература:

Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1998. — 156 с.

Горожанин В.М., Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о составе и возрасте гранитоидов Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник—1997 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1999. — С. 191–196.

Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1983. — № 3. — С. 3–18.

Иванов К.С., Пушаев А.М., Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края

Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. — С. 51–64.

Колосков А.В., Хубуня С.А. Об аноксигеновой тенденции в ходе эволюции вулканизма островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы режима островных дуг. — М.: Наука, 1982. — С. 41–61.

Луцк Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980. — 247 с.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Новые данные о раннепалеозойских надсубдукционных комплексах Южного Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Тез. докл. Международ. науч. конф. «Чтения А.Н. Заврицкого». — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. — С. 98–102.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Ранний палеозой Восточного склона Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан, проблемы и перспективы освоения минерально-сырьевой базы: Мат-лы III Республ. геол. конф. — Уфа, 1999. — С. 48–52.

Мосейчук В.М., Кашина Л.В., Коллегова Т.Ф. О составе и условиях формирования осадочных толщ палеозоя Джабык-Суундукской подзоны Восточно-Уральской зоны (Южный Урал) // Седиментогенез и литогенез осадочных образований: Тез. докл. Уральского литолог. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. — С. 102–103.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Кашина Л.В. О генезисе нижнепалеозойских отложений Джабык-Суундукской подзоны // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Уральск. петрогр. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. — Ч. 1. — С. 147–150.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Кашина Л.В., Коллегова Т.Ф. Палеогеография ордовика Магнитогорской и Восточноуральской мегазон Южного Урала. // Палеогеография венда раннего палеозоя (ПВРП-96): Тез. докл. Всерос. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. — С. 104–107.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Сурин Т.Н., Кашина Л.В. Ордовикско-силурийский палеоостроводужный геодинамический комплекс Южного Урала // Вестник ЧелГУ. Экология. — 2008. — Вып. 3 (№ 17). — С. 74–86.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника. — 1987. — № 2. — С. 24–35.

Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И. Петрогеохимическая и геодинамические особенности ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 86–104.

Сначев А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначев В.И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — 176 с.

Сурин Т.Н. Челябинский континентальный рифт — геодинамическое заблуждение // Уральский геологический журнал. — 2001. — № 5 (23). — С. 3–40.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. — 1995. — Сер. 7, вып. 4 (№ 28). — С. 11–18.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Восточно-Уральский (Мугоджарский) «микроконтинент» на Южном Урале и его природа // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1999. – С. 133–136.

Суханов М.К., Богатиков О.А. Анортозитовая тенденция базитового магматизма континентов и океанов // Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. — М.: Наука, 1986. — С. 26–39.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. — М.: Недра, 1985. — 275 с.

Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. — М.: Наука, 1992. — 163 с.

Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. — 64 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. — 1995. — № 6. — С. 32–44.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. — 204 с.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. Journ. Earth Sci. — 1971. — V. 8, No 5. — P. 523–548.

Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // J. Soc. Am. Bull. — 1972. — V. 83, No 1. — P. 29–40.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. — 1974. — V. 274, No 2. — P. 321–355.

Mullen E. MnO/TiO₂/P₂O₅: a major element discriminant for basaltic rocks of ocean environments and implications for petrogenesis // Earth and Planett. Sci. Lett. — 1983. — V. 62, No 1. — P. 41–58.

Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrology. — 1976. — V. 17, No 1. — P. 15–43.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. — 1976. — V. 58, No 1. — P. 63–81.