

К СРАВНИТЕЛЬНОМУ АНАЛИЗУ ОФИОЛИТОВ ЮЖНОГО УРАЛА И СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

© Т.Т. Казанцева,

доктор геолого-минералогических наук,
академик АН РБ,
главный научный сотрудник,
Институт геологии,
Уфимский научный центр РАН,
ул. К. Маркса, 16/2,
450077, г. Уфа, Российская Федерация,
эл. почта: ktt@ufaras.ru

Выявление общности тектонических условий происхождения и геодинамических режимов развития складчатых областей Урала и Кавказа в домезозойский период рассмотрены на примере одной из главных геологических вещественных единиц – офиолитовой формации Кракинских гор западного склона Южного Урала и Малкинско-го гипербазитового массива Бечасынской зоны Северного Кавказа. Установлены общие особенности геологического строения, которыми являются: миогеосинклинальный тип разреза, как докембрия, так и палеозоя; структурное совмещение разнофациальных типов силура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием изоклинальной складчатости; пластинчато-надвиговый стиль тектоники. Характерные черты офиолитовой формации Южного Урала и Северного Кавказа следующие. Контрастность рельефа, присущего гипербазитам и вмещающим их породам. Преимущественно гарцбургитовый состав, при подчиненности лерцолитов и дунитов. Высокая степень серпентинизации всех ультраосновных пород. Малая мощность гипербазитовых тел. Тектонические взаимоотношения с вмещающими породами. Одинаковый стратиграфический диапазон подстилающих образований от докембрия до среднего палеозоя включительно. Тектоническая совмещенность разнородных типов палеозойского разреза. Идентичность геохронологической периодизации. Приведенные особенности характерны для домезозоя как Бечасынской зоны Северного Кавказа, так и пограничной зоны Зилаирского синклиниория с Башкирским антиклиниорием на Южном Урале. Это свидетельство общности тектонических условий их происхождения и развития.

Ключевые слова: формация, домезозой, гипербазиты, офиолиты, серпентиниты, общность, гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, тектонические условия, геодинамический режим

© T.T. Kazantseva

ON COMPARATIVE ANALYSIS OF OPHIOLITES IN THE SOUTH URALS AND THE NORTH CAUCASUS

Institute of Geology,
Ufa Scientific Centre, Russian Academy of
Sciences,
16/2, ulitsa K. Marksa,
450077, Ufa, Russian Federation,
e-mail: ktt@ufaras.ru

The unity of tectonic conditions and geodynamic regimes responsible for the formation and development of fold areas in the Urals and Caucasus during the pre-Mesozoic period is exemplified by one of the most important geological real units, that is the ophiolitic complex of the Kraka Mountains on the western slope of the South Urals and the Malka hyperbasite massif in the Bechasyn zone of the North Caucasus. Common characteristics of the geological structure include: miogeosynclinal type of both Precambrian and Paleozoic sections; structural combination of Silurian heterogeneous facies formed in various paleotectonic environments and differing in the intensity of their shearing along with isoclinal folding; tectonic style characterized by thrust sheets. Typical features of the ophiolitic complex in the South Urals and the North Caucasus are as follows: contrasting topography peculiar to hyperbasites and host rocks; prevailing harzburgite composition with subordinate lherzolites and dunites; high-degree serpentinization of all ultrabasic rocks; relatively thin hyperbasite bodies; tectonic interrelations with host rocks; identical stratigraphic range of underlying rocks from the Precambrian to the Middle Paleozoic inclusive; tectonically congruent dissimilar types of the Paleozoic section; identical geochronological periodization. These

peculiarities are characteristic of the pre-Mesozoic both in the Bechasy zone of the North Caucasus and the boundary zone between the Zilair Synclinorium and the Bashkir Anticlynorium in the South Urals. This is testimony to the unity of tectonic conditions in the course of their origin and development.

Key words: formation, pre-Mesozoic, hyperbasites, ophiolites, serpentinites, unity, harzburgites, lherzolites, dunites, tectonic conditions, geodynamic regime

Гипербазиты и габброиды, весьма распространенные на планете породы, долгое время большинство исследователей относили к интрузивным образованиям, внедрившихся в осадочную толщу в расплавленном состоянии. Но у сомневающихся в таком их генезисе возникал правомерный вопрос, почему ультраосновная магма интрузирует так избирательно, преимущественно в спилиты и радиоляриты, с которыми производные ее продукты совместно размещаются.

В 1906 г. Г. Штейнман, сравнивая состав горных комплексов разновозрастных складчатых областей, расположенных на разных континентах (альпийской зоны Европы, каледонид Англии, складчатых областей Северной Америки), впервые заострил внимание на удивительное постоянство нахождения ультраосновных и основных пород с глубоководными кремнистыми осадками. Основываясь на этом, он выделил особую офиолитовую ассоциацию, в состав которой включил серпентиниты, спилиты и радиоляриты. Этот комплекс пород стал известен как «тройственный союз» Штейнмана и именоваться формацией. Однако и здесь возникало сомнение, можно ли объединять в единую формацию совершенно разнородные породы интрузивного, эффузивного и осадочного происхождения. Поэтому замечательное открытие Штейнмана не было понятым, вызывало несогласие, и даже категорическое отрицание.

Следует заметить, что в то время понятие «формация» было равнозначно совместному местонахождению включенных в нее пород. Если бы этот термин рассматривался в современном толковании, как комплекс пород, образовавшихся в единых тектонических

(геодинамических) условиях, вряд ли появилась настойчивая рекомендация не использовать его вовсе, а факты такого постоянного «соседства» объяснять случайностью.

Решение «гипербазитового парадокса» произошло лишь в конце 1960-х годов. С одной стороны, глубоководным бурением было выявлено, что ультраосновные породы занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе океанической коры, образуя совместно с габброидами и metabазитами ее фундамент, подстилающий вулканогенно-осадочные серии чехла. Разрез океанической коры оказался, по существу, тождественным офиолитовым комплексам геологически активных зон континентов, что позволило прийти к выводу о том, что офиолиты на современных континентах представляют собой останцы океанической коры геологического прошлого [1]. С другой стороны, в отечественной геологии укоренилось учение Н.П. Хераскова, Н.С. Шатского, А.В. Пейве, Н.Б. Вассоевича и других о формациях, как комплексе пород, возникающих в единых условиях определенного тектонического режима.

Офиолитовая формация распространена во многих складчатых областях мира. Ее особое положение в разрезе земной коры континентов, тектонические и временные взаимоотношения с окружающей вещественной геологической средой, инициальность появления по отношению к другим магматическим комплексам, неоднократность возникновения использовались многими исследователями, занимавшимися проблемами формирования земной коры. Гипербазитовая тематика явилась основополагающей и при создании

шарьяжно-надвиговой модели эволюции складчатых областей [2–5].

Предлагаемая статья направлена на выявление формационных и структурных связей Южного Урала и Северного Кавказа, возможной сопоставимости особенностей строения и развития офиолитовых комплексов, известных на названных территориях, характере предполагаемой общности их геодинамической эволюции. Поставленные вопросы будут освещены на примере южноуральских офиолитов гор Крака и северокавказского Малкинского гипербазитового массива.

Офиолиты западного склона Южного Урала. На западном склоне Южного Урала гипербазиты, сопутствующие им габброиды и кремнистые породы обнажаются в нескольких местах. Наиболее известными являются

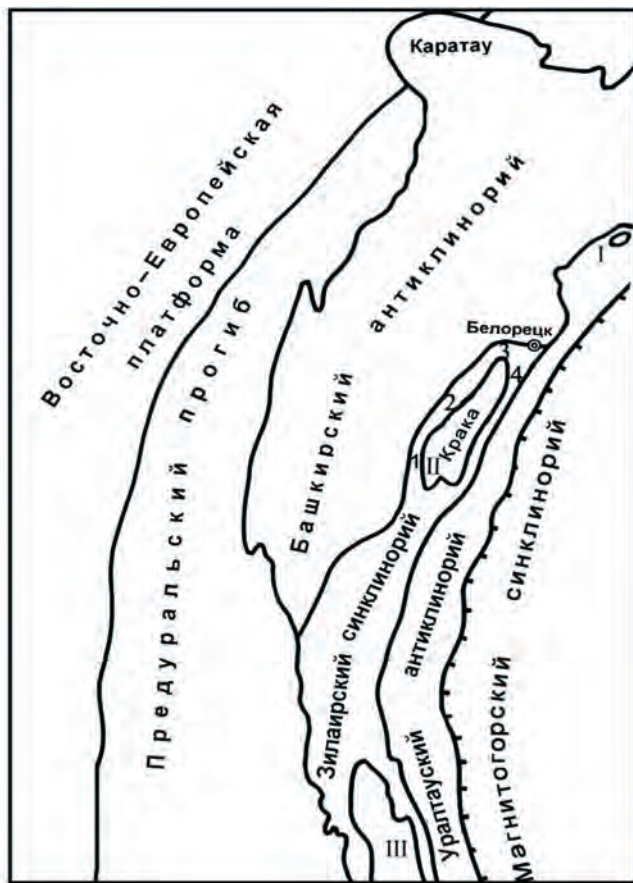


Рис. 1. Схема тектонического районирования Ю. Урала:

офиолитовые аллохтоны: I – Тирлянский, II – Кракинский, III – Сакмарский.
1–4 – местоположения разрезов палеозоя:
1 – р. Кайнуй; 2 – д. Узьян; 3 – хутор Новобельский;
4 – д. Шигаево

офиолиты Кракинских гор, занимающие значительные по размерам площади. Севернее известны выходы Тирляньских ультрабазитов, а южнее – гипербазитовые массивы Сакмарского аллохтона (см. рис. 1).

Особенности строения офиолитовых комплексов данного региона покажем на примере хорошо изученной геологии Кракинских гор, занимающих ядерную часть северной центрального Зилаирского синклинория. Этот прогиб является структурой, наложенной на рифейский складчатый комплекс западного склона Южного Урала. Строение его наглядно на геологических картах по неуклонному воздыманию осадочных толщ нижнего и среднего палеозоя в северном направлении, а все стратиграфические горизонты погружаются к оси прогиба, закономерно сменяясь все более молодыми осадками. Здесь нижний и средний палеозой представлен карбонатными и терригенными породами, характеризующимися выдержанной мощностью и фациальной устойчивостью на большой территории. Происходит лишь постепенное возрастание к востоку мощности слоев, а также появление нижнедевонских рифогенных известняков в бассейне р. Белой. Исключение составляют отложения зилаирской серии, которые являются флишем.

В течение нескольких лет мы изучали геологию данной структуры. Провели крупномасштабное картирование узловых участков и контактовых зон, иногда в масштабе 1:2000, с привлечением большого объема горных выработок. Послойно описали многие разрезы палеозойских отложений. Наиболее полные из них по западному крылу – рек Кайнуй, Узьян, д. Кага и др. у северного замыкания – д. Новобельский, на восточном крыле – д. Шигаево и другие. Были собраны, определены и проанализированы представительные коллекции различных групп фауны. С детальным описанием можно ознакомиться в работах: [6–9], а также в фондовых отчетах Т.Т. Казанцевой 1967–1971 гг. В результате выявлены главные геологические особенности состава и строения региона, которые приведем ниже.

Стратиграфические особенности: резко трансгрессивное и несогласное налегание средне-верхнеордовикских пластов платформенного типа на различные по возрасту толщи рифея и венда; региональное развитие субплатформенных осадков силура, в т.ч. представленных глинистыми сланцами с тонкими прослоями известняков, содержащих брахиоподы венлокского яруса; присутствие мощных выходов рифогенных известняков нижнего девона, развитых не повсеместно; наличие во всех остальных разрезах в основании девона маломощной терригенной пачки ваяншинских слоев; обнаружение многочисленных остракод *Liperditia* в темных известняках вязовского горизонта; рифогенный облик светлоокрашенных известняков бийского горизонта; появление в афонинском горизонте тонкослоистых глинистых известняков с тентакулитами и стилиолинами; рифогенный облик чеславских известняков с крупными кораллами и брахиоподами *Stringocephalus burtini* Defr.; присутствие барминских брахиоподовых ракушнякав в верхней части франского яруса; согласное налегание флиша зилаирской свиты на верхнефранскую карбонатную толщу; однотипный литологический состав разновозрастных отложений всех разрезов; равнозначные мощности слоев одного возраста.

Структурные особенности: моноклиналиное залегание палеозойских осадочных отложений от ордовика до фамена включительно; закономерное погружение слоев внутрь структуры; пологие углы наклона в пределах северной центриклинали, несколько круче — на западном крыле, и довольно крутые — на восточном. Наблюдались единичные конседиментационные складки, приуроченные к отложениям бийских слоев.

Приведенные особенности свидетельствуют о том, что северная часть Зилаирского синклинория представляла собой в палеозое единую формационную зону, выполненную субплатформенным типом осадков.

Предпринятый нами формационный анализ показал, что слагающие регион геовещественные комплексы ниже- и среднепалео-

зойского возраста представлены тремя типами разрезов. Это не только преимущественно мелководные осадки ордовика, силура и девона субплатформенного типа, слагающие крылья и центриклиналь Зилаирского синклинория, особенности состава и строения которых показаны выше. Среди поля их распространения известно крупное изолированное тело, состоящее из осадочно-вулканогенных пород такого же возраста, но резко отличающегося по литологическому составу и мощностям. Это глубоководные терригенно-кремнистоглинистые породы окраинно-континентального (в прежней терминологии миогеосинклинального) типа. Они слагают глыбовую зону с разновеликими блоками и обломками в олистостромо-меланжевой матрице. Контакты тех и других тектонические. Генетически чуждые им вулканогенно-осадочные образования, выполняющие центральную часть структуры и подстилающие Кракинские гипербазитовые массивы, также представлены глыбовой зоной с тектоническими блоками пород ордовика и силура, но в составе их присутствуют вулканические породы, глинистые и кремнистые сланцы, массивные кремни, кварцевые песчаники, рифогенные известняки. Возраст пород в блоках и глыбах преимущественно средний — верхний ордовик, силур и средний девон. Особо впечатляют лландовери-венлокские и лудловские образования. К первым отнесены кремнистые и глинистые сланцы, эффузивы основного состава, их туфы и туфобрекчии. В кремнистых сланцах собраны граптолиты лландоверийского яруса. Лудловские отложения представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, кремнями и полимиктовыми песчаниками. Граптолиты лудлова обнаружены во многих пунктах. Это третий тип разрезов палеозойских отложений, свойственный зоне активного тектонического взаимодействия земной коры океана и сопредельного ему континента (эвгеосинклинальный тип разреза в прежней терминологии). Они, несомненно, формировались в иных тектонических условиях. Сближение и стык таких гетерогенных формаций мы описали в ряде мест.



Рис. 2. Глыбовая зона у д. Магадеево Бурзянского района РБ

В районе гор Крака *глыбовые образования* обнажаются на значительных площадях между гипербазитовыми массивами, а также вдоль их краев (см. рис. 2).

Они представляют собой меланж и олистостром. Мощность их изменчива и колеблется от единиц до первых сотен метров. В контакте с гипербазитовыми массивами размещается меланж, который местами полностью выклинивается, а на его участках серпентиниты налегают непосредственно на осадочные образования ритмитов зилаирского флиша и олистостром верхнего девона – нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона. В обломках также преобладают: брекчированные кремни черного цвета; кремнистые сланцы с сохранившимися реликтами складок; кварцевые грубозернистые песчаники с пленочным глинисто-хлоритовым цементом; кремнистая мелкообломочная брекчия; слюдястые туфопесчаники, мелко- и грубозернистые. Возраст пород обломочного материала от докембрия до девона. Наблюдаются также известняки светло-серые и серые, кристаллические, содержащие среднедевонскую фауну. Цементом служат значительно деформированные сланцеватые глинистые породы с серицитом и хлоритом, постепенно переходящие в зилаирские граувакки (см. рис. 3).

Отметим, что из-за интенсивной тектонической раздробленности не всегда удается

провести четкие границы между меланжем и олистостромом. Генезис тех и других непосредственно связан с активной сейсмичностью, благодаря которой горный рельеф, созданный движущимися массивами, энергично разрушается с формированием мощных грубообломочных толщ. Они характеризуются высокой степенью дислоцированности, что связано с образованием их в геодинамических условиях больших значений тектонических тангенциальных напряжений сжатия. Впоследствии эти толщи оказываются под надвинутыми на них гипербазитовыми массивами, слагая их постель.

Таким образом, горы Крака имеют *трехпластинчатое строение*. Нижняя пластина представлена глыбовой зоной (меланж и олистостром). На ней располагается основная гипербазитовая пластина. Она сложена, в основном, гарцбургитами, реже лерцолитами и дунитами. Значительным распространением пользуется полосчатый комплекс, состоящий из чередующихся между собой полос гарцбургитов и дунитов. Выше гипербазитовой пла-



Рис. 3. Милонитизированная и сланцеватая цементирующая глыбы матрица на окраине д. Магадеево



Рис. 4. Кракинские горы

стины описаны обрывки пород океанической коры. Эрозионная деятельность в гипербазитах создала достаточно расчлененный горный рельеф с превышением высот относительно подошвы массивов до 450–500 м. В местах наиболее глубокого эрозионного вреза обнажаются серпентинитовый меланж и осадочные породы подошвы шарьяжа. Контактующие породы обнаруживают следы сильных динамических воздействий, выражающихся в рассланцевании, образовании зеркал скольжения, зон дробления, структур будинажа и милонитизации. Контакты между пластинами неизменно тектонические, как и с субплатформенными осадками, слагающими крылья и центриклиналь Зилаирского синклинория.

Активные магматические контакты гипербазитов с вмещающими их породами, как правило *отсутствуют*. В настоящее время это уже не вызывает сомнений.

На возраст гипербазитов Крака существует несколько точек зрения. Как полагают многие исследователи, он многократен. В последнее время преобладает точка зрения о первично докембрийском времени их образования. По определению методом сравнительной дисперсии Е.А. Кузнецова из образцов Т.Т. Казанцевой, возраст лерцолитов Крака соответствует нижнему палеозою, и потому нами он принимается, как досилурий-

ский, что согласуется с мнением Д.Г. Ожиганова, к которому он пришел еще в 1941 г. Таковую же точку зрения отстаивала в 1959 г. С.В. Москалева.

Интересные данные о полихронном возрасте гипербазитов Крака (палеозойском и докембрийском – от 550 до 2000 млн лет) на основании изучения цирконов содержатся в монографии В.Н. Пучкова [10].

Сведения о периодизации становления гипербазитов, отраженной в возрастных интервалах метаморфизма пород, содержатся в работах Е.В. Пушкарева, П.А. Серова, А.П. Бирюзовой, А.А. Краснобаева, А.И. Русина и И.А. Русина, Г.Н. Савельевой. В одной из названных работ проявления высокоградиентного динамометаморфизма в подошве офиолитовых аллохтонов Сакмарской зоны Южного Урала связываются с возрастом шарьяжей, т.е. определяется время их образования по метаморфическим породам подошвенной части аллохтона. По их данным, изотопное Sm-Nd-датирование показало раннедевонский возраст гранатовых амфиболитов в подошве Хабаровинского массива (415 ± 8 млн лет). Учитывая эти и другие имеющиеся данные об аналогичном возрасте, авторы настаивают на раннедевонском возрасте динамометаморфизма, связанного с обдукцией офиолитовых аллохтонов и считают, что эндогенная активность в офиолитовых комплексах

слюдяно-графитистые сланцы, кварциты. Кракинский аллохтон. 20 – гипербазитовые массивы Крака: I – Северный, II – Средний, III – Узьянский, IV – Южный. Глыбовая зона. Блоки в олистостроме и меланже – 21–23: 21 – кремнистые сланцы силура, 22 – эффузивы силура, 23 – песчаники, сланцы и эффузивы ордовика. При-сакмарская и Таналыкская зоны Магнитогорского синклиория. 24 – габброиды; 25 – осадочные образования верхнего девона и нижнего карбона; 26 – эффузивно-осадочные образования силура и девона. 27 – тектонические контакты

продолжалась вплоть до среднего девона (380–370 млн лет).

В статье А.А. Краснобаева с соавторами [11] приводятся результаты изучения геохронологической эволюции лерцолитов массива Узьянский Крака с использованием датировок единичных кристаллов цирконов. При полигенности цирконов длительность основного этапа их образования определяется датировками 587 ± 4 млн лет, NPR3 (основной этап). Последующие преобразования этих цирконов и появления новых генераций приурочены к этапам с границами 537 ± 5 млн лет, 515 ± 2 млн лет, 430 ± 5 млн лет, 403 ± 8 млн лет, т.е. от докембрия до нижнего девона включительно. При этом реликтовые мезопротерозойские цирконы оцениваются возрастом 1132 ± 6 млн лет MPR3.

Геоморфологические особенности Кракинских гор. Недалеко от с. Кага по дороге Стерлитамак–Белорецк, с правого берега р. Белой открывается величественная панорама Кракинского горного массива, поросшего на склонах густым, чаще хвойным лесом. Гряда гор тянется отсюда далеко на север (см. рис. 4).

Кракинские горы представлены четырьмя соединяющимися между собой гипербазитовыми массивами размерами от 23 до 2 км в поперечнике. Это Северный, Средний, Южный и Узьянский Крака, образующие горные вершины с абсолютными высотами до 1 038 м.

Рельеф офиолитовых массивов, к которым относятся и горы Крака, всегда отличается от иных структур. Здесь нет строгой упорядоченности и однообразной прямолинейности горных хребтов, свойственных, например, толщам известняков и кварцитов, нет дремучей непроходимой тайги. Благодаря сыпучести серпентинитов лес растет не сплошным покровом, а перемежается с полянами, среди которых торчат скальные обнажения, поражающие причудливыми формами. Окружаю-

щие гипербазитовые тела вулканогенно-осадочными образованиями ордовика, силура и девона представляют собой хаотическое нагромождение крупных глыб пород, создающие своеобразные ландшафты, состоящие из беспорядочно разбросанных вершин и холмов, чаще со сглаженными очертаниями. Они окрашены в разнообразные цвета: бурый, синий, черный, лиловый и другие, что согласуется с описаниями серпентинитовых меланжей в горах Центральной Анатолии, произведенными И. Бейли и У. Маккэлиен в 1952–1954 гг.

Согласно комплексу *геофизических исследований*, гипербазитовые массивы Крака и зоны меланжа залегают в виде бескорневых блоков на мощной толще осадочных пород, имеющих в основании архей-нижнепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент (см. рис. 5).

По расчетам П.М. Галавина, Узьянский гипербазитовый массив имеет незначительную мощность и не фиксируется в гравитационных полях. По Р.А. Гафарову и другим авторам, гравиметрические и аэромагнитные наблюдения позволяют предполагать, что мощность массивов гипербазитов составляет для Южного Крака 0,8–1,2 км, для Северного – около 1 км, для Среднего – 2–3 км. Судя по гравиметрическим и магматическим картам, распространение ультраосновных пород в плане ограничено лишь их выходами на дневную поверхность. Интерпретация аэромагнитных данных, выполненная З.И. Ильиной и В.К. Вальковым, показала, что гипербазитовые массивы сильно раздроблены, а в краевых частях имеют очень пологие контакты, падающие под массивы. Они свидетельствуют о глубинах залегания подошвы гипербазитовых массивов от 1 до 4,5 км. Вместе с тем широтный геологический разрез, составленный нами через массив Средний Кра-

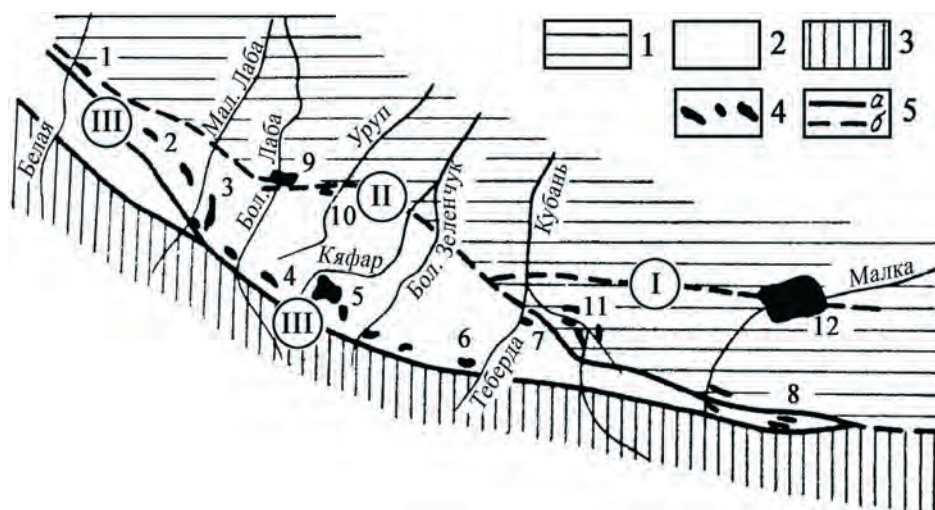


Рис. 6. Схема размещения гипербазитовых массивов Северного Кавказа.
По Г.А. Михееву и Ю.Я. Потапенко [12]:

тектонические зоны: 1 – Бечасынская, 2 – Передового хребта, 3 – Главного хребта; 4 – крупные массивы серпентинитов: Даховский (1), Тхачский (2), Маркопиджский (3), Загеданский (4), Кяфарские (5), Тебердинские (6 и 7), Тырнаузские (8), Беденский (9), Урупский (10), Кубанские и Худесские (11), Малкинский (12); 5 – разломы, прослеженные (а) и предполагаемые по геофизическим данным (б): Срединный (I), Северный (II), Пшекиш-Тырнаузские (Ш)

ка, показал, что синклираль, образованная зилаирскими отложениями в этом пересечении может погрузиться даже на 6 км.

Итак, в результате приведенных и проведенных нами стратиграфических, структурных, петрологических и формационных исследований, а также анализа геоморфологических и геофизических материалов еще в 1968 г. мы пришли к выводу об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов гор Крака, образующих сложно дислоцированный шарьяж, надвинутый с восточного склона Уральского горного сооружения. Сейчас Кракинский аллохтон считают наиболее хорошо изученным «классическим офиолитовым покровом». Шарьяжно-надвиговое строение и аллохтонное залегание Кракинских гор подтверждено и результатами сейсмопрофиля «Урсейс-95», на котором отчетливо наблюдается бескорневое залегание гипербазитовых массивов Крака.

Об офиолитах Северного Кавказа. По данным Г.А. Михеева и Ю.Я. Потапенко [12], на поверхность Кавказа выходит либо вскрыто бурением более 50 массивов гипербазитов. Комплексы этих пород докембрийского возраста сосредоточены, в основном, в пределах

Бечасынской зоны и Передового хребта Северного Кавказа (см. рис. 6).

Ранее структурное положение, строение и взаимоотношения ультраосновных магматитов этого региона с вмещающими породами, залегающих среди докембрийских и палеозойских толщ, их возрастные характеристики изучались многими исследователями, считавшими их производными ультраосновной магмы. Однако в семидесятих годах прошлого столетия появились убеждения в том, что все известные на этой территории гипербазиты, габброиды и основные эффузивы представляют собой офиолитовую ассоциацию, породы которой в настоящее время слагают тектонические покровы, располагающиеся в синформных структурах. Большинство кавказских геологов, придерживающихся мобилистского направления, признает их останцами океанической коры допалеозойского, либо палеозойского возраста. В этом плане они детально изучены В.Е. Хаиным и Е.В. Хаиным, А.А. Беловым, Г.И. Барановым, И.И. Грековым, А.Я. Дубинским, Г.Л. Донченко, В.Л. Омельченко, В.Ф. Сидоренко, М.Л. Соминым, С.М. Кропачевым, Л.Д. Чегодаевым и многими другими, материалы ко-

торых мы использовали в предлагаемой публикации.

Бечасынская зона сложена метаморфическими породами протерозоя и осадочными нижнего палеозоя. В южной ее части преимущественно развиты докембрийские сланцы чегемской свиты, а в северной – хасаутской. В значительном количестве присутствуют тела ультраосновного состава. Выходы их тяготеют к двум системам региональных разломов – северо-западной и субширотной ориентации (см. рис. 6).

По Е.В. Хайну, для Бечасынской зоны характерен следующий разрез. Выше хасаутской серии – метаморфических сланцев докембрийского возраста, с угловым несогласием залегает мощная полторатысячная толща аркозовых песчаников и гравелитов, возраст которой, согласно Л.Д. Чегодаеву [13], кембрийский. Это урлешская свита, выделенная в 1958 г. Д.С. Кизевальтером и отнесенная им к силуру. С нашей точки зрения, возраст урлешской свиты ордовикский. Во всяком случае, стратиграфическое положение ее и литологический состав аналогичны фаунистически подтверждены ордовикским терригенным образованиям западного склона Южного Урала.

Докембрийские породы хасаутской серии обнаружены давно, в т.ч. и скважинами к югу от г. Кисловодска. Они расчленены на 4 свиты: кестантинскую, гижитскую, малкинскую и шиджатмазскую. Более северное положение занимают серые сланцы и порфиroidы малкинской свиты, сменяющиеся к югу зелеными сланцами шиджатмазской свиты. Мощная, более 2 500 м, чегемская серия докембрия представлена преимущественно парасланцами, в значительной степени переработанными метаморфическими процессами. Выходы пород серии хорошо известны в южной части Бечасынской зоны (реки Кубань, Малка, Баксан и Чегем).

Несогласно с конгломератом в основании урлешская свита ордовика залегает на шиджатмазской свите хасаутской серии. Сложена она плагиоклазово-кварцевыми песчаниками и по стратиграфическому положению и литологическим особенностям близка задо-

кументированной в скважине и описанной в коренных обнажениях по р. Малке. Выше располагается лахранская свита силура, представленная известняками с соответствующей фауной. Она обнажена не только по р. Малке, но и ее притокам Уллу-Лахран, Чегет-Лахран и Гедмыш, где контактирует с урлешской свитой. Мощность ее близка к 700 м. Силурийские филлиты обнаружены скважиной в долине р. Баксан. Многочисленные остатки граптолитов, конодонтов, фораминифер, собранные Л.Д. Чегодаевым, позволили ему расчленить силурийские отложения на лахранскую и уллулахранскую свиты, являющиеся разновозрастными, но разнофациальными аналогами. По мнению этого исследователя, лахранская свита представлена известняками, известково-глинистыми сланцами, а уллулахранская – в различной степени филлитизированными алеврито-глинистыми сланцами с прослоями кремнистых и глинисто-кремнистых разностей. Возраст их – от низов лландовери до верхов лудлова включительно. Выше залегает карбонатная толща девона (см. рис. 7).

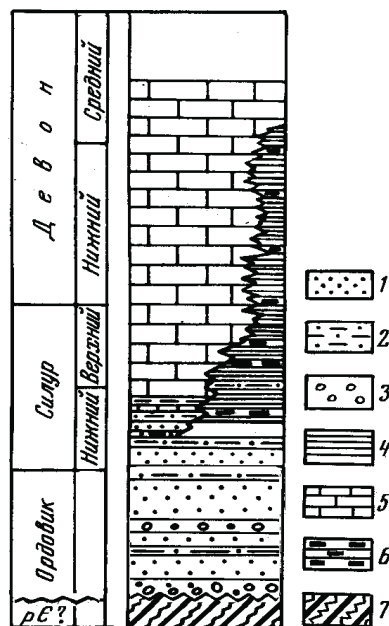


Рис. 7. Стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений Бечасынской зоны. По Л.Д. Чегодаеву [14]:

1 – аркозовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – конгломераты; 4 – глинистые и алевритвые сланцы; 5 – известняки; 6 – кремни; 7 – метаморфические сланцы хасаутской серии

Помимо метаморфических и осадочных пород, в Бечасынской зоне значительным развитием пользуются интрузивные образования. Это домезозойские серпентиниты и позднепалеозойские гранитоиды.

Бечасынская зона отделяется от Передового хребта Северным разломом. О *структурной геологии* ее с мобилистских позиций можно судить по материалам Г.И. Баранова [15]. Здесь этот исследователь выделил несколько герцинских тектонических покровов: Лахранский, Урлешский и Хасаутский аллохтоны (по сути, это тектонические пластины), а также верхнекубанский параавтохтон и Бечасынский метаморфический комплекс. Тектонические взаимоотношения их, стратиграфическое и структурное наполнение отражено

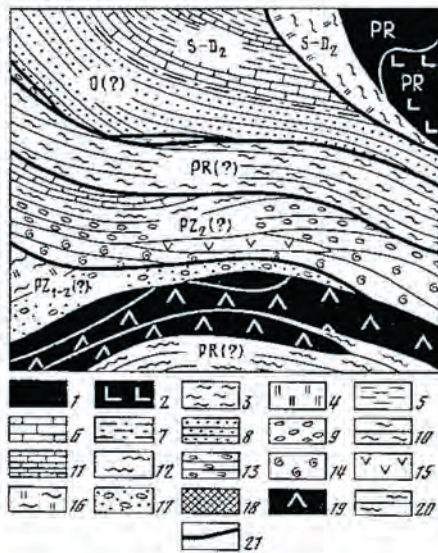


Рис. 8. Тектоно-стратиграфическая схема Бечасынской тектонической зоны. По Г.И. Баранову [15]:

Герцинские тектонические покровы – Лахранский: 1 – гипербазиты, 2 – габброиды (амфиболиты?), 3 – филлиты, 4 – кварциты (фтаниты); Урлешский: 5 – филлиты, 6 – известняки, 7 – алевролиты, 8 – песчаники, 9 – конгломераты, 10 – флишоидные вулканогенно-осадочные толщи; Хасаутский: 11 – известняки, 12 – черные и розовые филлиты, 13 – туфо-конгломераты, 14 – туфы, 15 – силлы эпидиабазов; Верхнекубанский параавтохтон (верхнекубанская «свита»): 16 – толща кварцитов и филлитов, 17 – толща песчаников (байкальская моласса); Бечасынский метаморфический комплекс: 18 – гипербазиты, 19 – метабазиты, 20 – метаморфизованные туфоосадочные отложения; 21 – надвиги

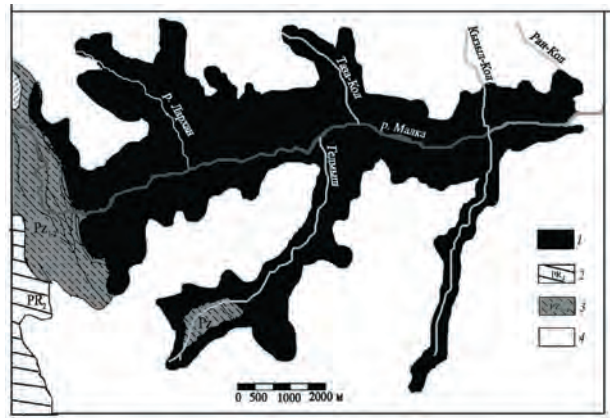


Рис. 9. Положение Малкинского гипербазитового массива среди мезокайнозойских, палеозойских и докембрийских отложений:

1 – гипербазиты Малкинского массива; 2 – образования протерозойского возраста; 3 – породы нижнего палеозоя; 4 – мезо-кайнозойские отложения

на составленном им рис. 8 и не требует специального разъяснения.

Среди гипербазитовых комплексов Бечасынской зоны наиболее крупными являются массивы Беденский – на западе и Малкинский – на востоке.

Беденский массив находится в бассейне рек Большая Лаба и Бесскес (см. цифра 9 на рис. 5), где частично перекрывается мезокайнозойскими отложениями. Разбурен несколькими скважинами, показавшими, что мощность его находится в пределах 100–150 м. Значительно серпентинизирован. В составе серпентинитов этого массива различают антигоритовые, хризолитовые и переходные между ними разности. Первоначальная природа серпентинитов, по данным Н.Д. Соболева, перидотитовая. На контакте с вмещающими породами наблюдается достаточно выраженный катаклаз пород.

Малкинский массив выходит на поверхность в основном по долинам рек (см. рис. 9), особенно р. Малка и ее притоков. Это крупнейшее на Северном Кавказе гипербазитовое тело, площадь доюрского эрозионного среза которого составляет не менее 350 км². Большая часть его, особенно северо-восточная площадь, перекрыта мезокайнозойскими отложениями. Здесь массив закартирован геофизическими методами и вскрыт бурением (см. рис. 10).

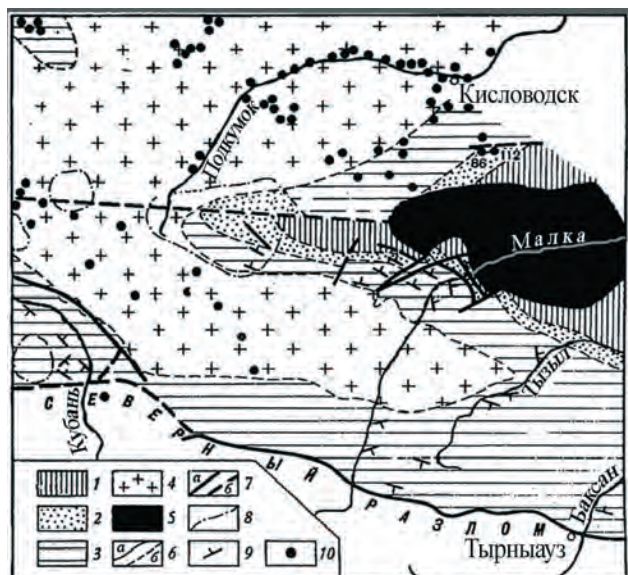


Рис. 10. Схема геологического строения района Малкинских гипербазитовых массивов с учетом данных бурения.

По Ю.Я. Потапенко и В.И. Огородниковой [16]:

- 1 – лахранская и уллу-лахранская свиты силура;
- 2 – урлешская свита ордовика;
- 3 – хасаутская и чегемская серии протерозоя;
- 4 – граниты;
- 5 – серпентиниты;
- 6 – границы стратиграфические: а – достоверные, б – предполагаемые;
- 7 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые;
- 8 – контуры площадей юрского магматизма;
- 9 – элементы залегания пород;
- 10 – скважины

Основная часть массива сложена ультраосновными породами. Степень серпентинизации их весьма высокая. По реликтовым первичным минералам установлено, что родональными породами были преимущественно гарцбургиты. Вторичные минералы серпентинитов – антигорит и бастит развиваются за счет оливина и ромбического пироксена. Дуниты и лерцолиты занимают более скромные по размерам участки. Площадь выхода тел дунитов достигают 1000 м². В долине р. Малки, в серпентинитах встречаются гибридные породы, представленные хлорито-карбонатными и сосюритизированными габбро. Отмечаются участки габбро-норитового состава.

Форма Малкинских массивов изображена на рис. 10. Офиолиты залегают в ядре синклинальной структуры, северное и южное крылья которой, а также район западной центрoклинали сложены образованиями верхнего протерозоя, ордовика и силура.

Между серпентинитами Малкинских массивов и урлешской свитой песчаников присутствуют выходы силура в тектонических блоках. Это типичная глыбовая зона, обнаженная у западной и юго-западной границ массива. Особенно наглядно такая зона, изображенная Ю.Я. Потапенко [17] по р. Малка, ручьям Уллу-Лахран и Чегет-Лахран. Она представлена ордовикскими терригенными породами, осложненными многочисленными разрывами сплошности пород, тектонически контактирующими как с подстилающими докембрийскими толщами, так и с палеозойскими глыбами, в составе которых присутствуют разнородные силурийские породы из свежих известняков и сланцев в различной степени метаморфизованных. На контакте сланцевого силура и терригенных пород ордовика наблюдаются известняки силурийского и девонского возраста (см. рис. 11).

По геофизическим данным этот массив представляет собой бескорневое тело мощностью 100–200 м. По сведениям Б.Г. Вобликова

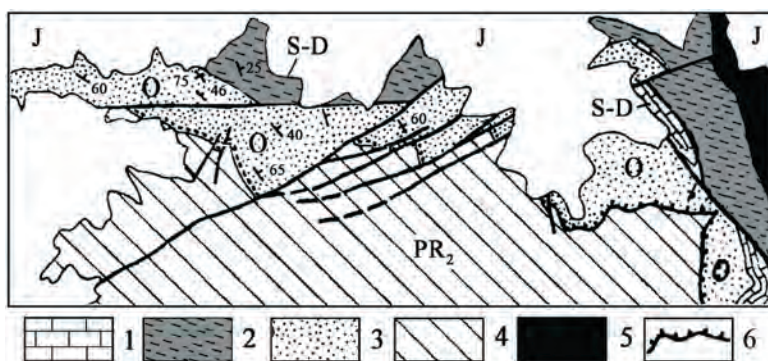


Рис. 11. Особенности строения и характер контакта западной пограничной зоны Малкинских гипербазитовых массивов с вмещающими породами в долинах рек Хасаута и Малки. По Ю.Я. Потапенко [17]:

- 1 – известняки силура и нижнего девона;
- 2 – сланцы силура;
- 3 – терригенные породы урлешской свиты ордовика;
- 4 – образования докембрия;
- 5 – гипербазиты;
- 6 – надвиг

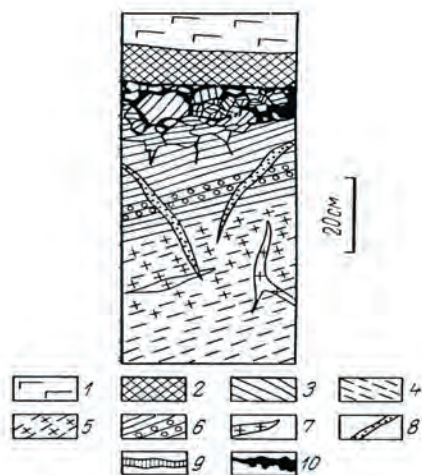


Рис. 12. Строение экзоконтакта в подошве Малкинского массива серпентинитов в выемке дороги, где ранее был описан магматический контакт.

По Г.А. Михееву и Ю.Я. Потапенко [12]:

1 – сланцеватые серпентиниты, 2 – милонит по серпентиниту, 3 – хлоритизированный филлит, 4 – регионально метаморфизонный филлит, 5 – альбитизированный филлит, 6 – пятнистый сланец (спилзит), прожилки (показаны вне масштаба); 7 – альбитовые, 8 – хлоритовые, 9 – карбонатные, 10 – графит

и др. [18], подошва его вскрыта скважинами на глубине 180 м. Контактная зона с подстилающими образованиями – почти горизонтальная.

В зоне контакта гипербазитов с вмещающими породами следы горячего воздействия на окружающие породы отсутствуют, но присутствуют зоны милонитов (рис. 12).

С.Г. Парада и др. [19] на площади Малкинского массива выделяют два типа ландшафтов: субальпийских лугов и лесных массивов. Первый тип, занимающий большую часть территории, представлен сравнительно мягкими довольно пологими формами водораздельных пространств с абсолютными отметками 1 800–2 300 м. Для него характерно горно-луговая субальпийская злаково-разнотравная растительность. Ландшафты второго типа характеризуются резко расчлененными участками склонов, многочисленных балок с абсолютными отметками 1 200–1 800 м, покрытых преимущественно лиственными лесами.

При определении возрастных интервалов тектонического становления офиолито-

вых комплексов, важными являются, с одной стороны, общегеологические данные и с другой – факты, связанные с возрастом формаций меланжа и олистостром, распространенных в соседней к югу Андрыюкско-Тоханской зоне. Общегеологические факты таковы: Д.П. Сердюченко в 1935 г. на основании изучения контактовых взаимоотношений серпентинитов с гранитами Беденского и Бескесского массивов пришел к выводу, что серпентиниты этих массивов имеют докембрийский возраст, подчеркивая постепенный переход вмещающих серпентиниты пород от более древних на западе к молодым на востоке. По И.Г. Кузнецову, ультрабазиты Малкинского массива, скорее всего среднепалеозойские. А.П. Герасимов в 1930–1940 гг. определил его возраст как нижнепалеозойский, а Н.Д. Соболев в 1952 г. выделял на Северном Кавказе три возрастные группы ультрабазитов: докембрийскую, среднепалеозойскую и мезозойскую. В Бечасынской зоне, как уже отмечалось выше, между серпентинитами Малкинского массива и докембрийскими толщами хасаутской и чегемской серий присутствуют выходы ордовика, силура и девона в виде тектонических блоков (глыб). Здесь же, на левом склоне долины ручья Чегет-Лахран А.П. Герасимовым еще в 1918 г. была обнаружена глыба среднекембрийских известняков с трилобитами, аналогичная одновозрастным рифогенным известнякам Сакмарского аллохтона на юге Зилаирского синклиория Южного Урала. Потому, и, в соответствии с выводами Т.Т. Казанцевой [20], наиболее древним этапом шарьирования на Северном Кавказе, вероятно, следует признать ранний кембрий.

Наиболее достоверными являются сведения об имеющихся данных абсолютной геохронологии. Их не много. Но имеется датировка порядка 450 млн лет по флогопиту из контактовой зоны гранодиоритов и ультрабазитов.

Ю.Я. Потапенко [21] отмечает, что серпентиниты Северного разлома ассоциируют с мелкозернистым габбро, а местами содержат крупные глыбы (1, 12, 40 м и более по длин-

ной оси) известняков раннекаменноугольного облика, напоминая серпентинитовый меланж. Следовательно, меланже- и олисто-стромообразование на Кавказе было неоднократным и соответствовало периодам от кембрия до турнейского яруса карбона включительно. Этот же временной интервал характерен для накопления глыбовых толщ (меланжа и олистостром) на Южном Урале.

Таким образом, структурное положение Малкинского массива совместно со сланцами силура и известняками девона является аллохтонным. Его вполне обоснованно относят к раннепалеозойскому офиолитовому комплексу Бечасынской структурной зоны Северного Кавказа и считают тектонически перемещенным реликтом раннепалеозойской (или допалеозойской) океанической коры, т.е. тектоническим покровом, некогда занимавшим более значительные территории.

Итак, основными особенностями геологического строения сравниваемых объектов Урала и Кавказа, вмещающих гипербазитовые комплексы, являются нижеследующие. Миогеосинклинальный тип разреза, как докембрия, так и палеозоя. Структурное совмещение разнофациальных типов силура, образо-

вавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием лежащей изоклинальной складчатости. Пластинчато-надвиговый стиль тектоники. К характерным чертам офиолитов Южного Урала и Северного Кавказа относятся: контрастность рельефа, присущего гипербазитам и вмещающим их породам; преимущественно гарцбургитовый состав, при подчиненности лерцолитов и дунитов; высокая степень серпентинизации всех ультраосновных пород; малая мощность гипербазитовых тел; тектонические взаимоотношения с вмещающими породами; стратиграфический диапазон вмещающих пород от докембрия до среднего палеозоя; разнородность типов пород палеозойского разреза; идентичность геохронологической периодизации.

Приведенные черты строения являются общими для палеозоя Бечасынской зоны Северного Кавказа и пограничной зоны Зилаирского синклинория с Башкирским антиклинорием на Южном Урале. Это одна из главных свидетельств общности тектонических условий происхождения и геодинамического режима их развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–13.
2. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое: (Докл. Президиуму Башк. фил. АН СССР). Уфа: БФАН СССР, 1978. 38 с.
3. Казанцева Т.Т. Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1981. 26 с.
4. Казанцева Т.Т. Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Известия отделения наук о Земле. Уфа: Гилем, 2000. № 5. С. 15–46.
5. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. Уфа, 2010. 327 с.
6. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов запад-

- ного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1077–1080.
7. Казанцева Т.Т. К стратиграфии зилаирской серии Западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 3. С. 649–652.
8. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 1. С. 96–102.
9. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 167 с.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
11. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Цирконология лерцолитов (Массив Узянский Крака, Южный Урал) // Доклады РАН. 2009. Т. 425. № 5. С. 656–659.

12. Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я. О возрасте альпинотипных гипербазитов Северного Кавказа // Сов. геология. 1973. № 1. С. 131–139
13. Чегодаев Л.Д. Чегодаев Л.Д. Нижний силур Передового хребта Северного Кавказа // Сов. геология. 1977. №12. С. 50–57.
14. Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура передового хребта Северного Кавказа / Тр. ГИН. Вып. 382. 1984. С. 96
15. Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа / Геология и полез. иск. Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. 106 с.
16. Потапенко Ю.Я., Огородникова В.И. Строе-ние фундамента Северного Кавказа в районе между-речья Кубани и Баксана // Геотектоника. 1971. № 2. С. 118–120.
17. Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии. Карачаевск, 2004. С. 154.
18. Вобликов Б.Г., Лопатин А.Ф., Филиппо-вич П.А., Сапельченко Р.В. Тектоника палеозойско-го комплекса Кавказско-Герцинского антиклинория Северного Кавказа и сопредельных территорий: сб. науч. тр. СевКавГТУ. Сер.: Естественнонаучная. 2008. № 4. С. 128–134.
19. Парада С.Г., Маркин М.Ю., Холод Ю.В., Шишкалов И.Ю. Минерагенические аспекты геохи-мических исследований Малкинского рудного рай-она // Вестн. Южного науч. центра РАН. 2011. Т. 7. № 1. С. 47–58.
20. Казанцева Т.Т. Формация – индикатор ак-тивности геодинамического режима // Вестн. АН РБ. 2014. № 2. С. 48–64.
21. Потапенко Ю.Я. Об олистолитах силурий-ских фтанитов и северном офиолитовом шве зоны Передового хребта Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. № 5. С. 1189–1191.

R E F E R E N C E S

1. Peyve A.V. Okeanicheskaya kora geologicheskogo proshlogo [Oceanic crust in the geologic past] // Geotektonika – Geotectonics, 1969, no. 4, pp. 5–13 (In Russian).
2. Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T., Kazantsev Yu.V. Osnovnye voprosy formirovaniya zemnoy kory Urala v paleozoe [Major problems of the formation of the Earth's crust in the Urals during the Paleozoic time]. Report to Presidium of the Bashkir Branch of the Academy of Sciences of the USSR. Ufa, BFAN SSSR, 1978. 38 p. (In Russian).
3. Kazantseva T.T. Proiskhozhdenie i razvitie geosinklinalей [Origin and development of geosynclines]. Ufa, BFAN SSSR, 1981. 26 p. (In Russian).
4. Kazantseva T.T. Osnovy sharyzhno-nadvigovoy teorii formirovaniya zemnoy kory [Fundamentals of the nappe-overthrust theory of the formation of the Earth's crust]. Geology. Izvestiya otdeleniya nauk o Zemle – Geology. Bulletin of the Department of Geosciences, Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan. Ufa, Gilem, 2000, no. 5, pp. 15–46 (In Russian).
5. Kazantseva T.T., Kazantsev Yu.V. Strukturnyy faktor v teoreticheskoy geologii [Structural factor in theoretical geology]. Ufa, 2010. 327 p. (In Russian).
6. Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A. Ob allokh-tonnom zaleganii giperbazitovykh massivov zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [On allochtonic position of hyperbasite massifs on the western slope of the South Urals] // Doklady AN SSSR – Proceedings of the USSR Academy of Sciences, 1969, vol. 189, no. 5, pp. 1077–1080 (In Russian).
7. Kazantseva T.T. K stratigrafii zilairskoy serii zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [On stratigraphy of the Zilair Formation on the western slope of the South Urals] // Doklady AN SSSR – Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR, 1970, vol. 194, no. 3, pp. 649–652 (In Russian).
8. Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A., Gafarov R.A. Ob allokh-tonnom zaleganii giperbazitovykh massivov Kraka zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [On allochtonic position of the Kraka hyperbasite massifs on the western slope of the South Urals] // Geotektonika – Geotectonics, 1971, no. 1, pp. 96–102 (In Russian).
9. Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T. Allokh-tonnye ofiolity Urala [Allochtonic ophiolites of the Urals]. Moscow, Nauka, 1983. 167 p. (In Russian).
10. Puchkov V.N. Geologiya Urala i Priuralya [Geology of the Urals and the Ural Region]. Ufa, DizaynPoligrafServis, 2010. 280 p. (In Russian).
11. Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Rusin I.A. Tsirkonologiya lertsolitov (massiv Uzyanskiy Kraka, Yuzhnyy Ural) [Zircon content of lherzolites (Uzyan Kraka Massif, South Urals)] // Doklady RAN – Proceedings of the

Russian Academy of Sciences, 2009, vol. 425, no. 5, pp. 656–659 (In Russian).

12. Mikheev G.A., Potapenko Yu.Ya. O vozraste alpinotipnykh giperbazitov Severnogo Kavkaza [On the age of alpine-type hyperbasites of the North Caucasus] // Sovetskaya geologiya – Soviet Geology, 1973, no. 1, pp. 131–139 (In Russian).

13. Chegodaev L.D. Nizhniy silur Peredovogo khrebta Severnogo Kavkaza [Lower Silurian of the front range of the North Caucasus] // Sovetskaya geologiya – Soviet Geology, 1977, no. 12, pp. 50–57 (In Russian).

14. Khain E.V. Ofiolity i gertsinskaya pokrovnaya struktura peredovogo khrebta Severnogo Kavkaza [Ophiolites and Hercynian nappe structure of the front range of the North Caucasus] // Trudy geologicheskogo instituta [Transactions of the Geological Institute]. Vol. 382, 1984. 96 p. (In Russian).

15. Baranov G.I. Problemy geologicheskogo stroeniya dosrednepaleozoyskogo osnovaniya Bolshogo Kavkaza [Issues on geological structure of the pre-Lower Paleozoic basement of the Greater Caucasus] // Geologiya i poleznye iskopaemye Bolshogo Kavkaza [Geology and mineral resources of the Greater Caucasus]. Moscow, Nauka, 1987. 106 p. (In Russian).

16. Potapenko Yu.Ya., Ogorodnikova V.I. Stroenie fundamenta Severnogo Kavkaza v rayonakh mezhdurechya Kubani i Baksana [Structure of the basement of the North Caucasus between the rivers of Kuban and Baksan] // Geotektonika – Geotectonics, 1971, no. 2, pp. 118–120 (In Russian).

17. Potapenko Yu.Ya. Geologiya Karachaevsko-Cherkessii [Geology of Karachay-Cherkessia]. Karachaevsk, 2004. 154 p. (In Russian).

18. Voblikov V.B., Lopatin A.F., Filippovich P.A., Sapelchenko R.V. Tektonika paleozoyskogo kompleksa Kavkazsko-Gertsinskogo antiklinoriya Severnogo Kavkaza i sopredelnykh territoriy [Tectonics of the Paleozoic complex of the Hercynian Caucasian Anticlinorium in the North Caucasus and adjacent areas] // Collected scientific papers of the North Caucasian State Technical University. Ser. Natural History, 2008, no. 4, pp. 128–134 (In Russian).

19. Parada S.G., Markin M.Yu., Kholod Yu.V., Shishkalov I.Yu. Mineragenicheskie aspekty geokhimicheskikh issledovaniy Malkinskogo rudnogo rayona [Mineragenic aspects of geochemical research on the Malka ore field] // Vestnik Yuzhnogo nauchnogo tsentra RAN – Herald of the South Scientific Centre of the RAS, 2011, vol. 7, no. 1, pp. 47–58 (In Russian).

20. Kazantseva T.T. Formatsiya – indikator aktivnosti geodinamicheskogo rezhima [Formation as an indicator of geodynamic regime activity in the South Urals] // Vestnik Akademii nauk Respubliki Bashkortostan – Herald of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, 2014, no 2, pp. 48–64 (In Russian).

21. Potapenko Yu.Ya. Ob olistolitakh siluriyskikh ftanitov i severnom ofiolitovom shve zony Peredovogo khrebta Severnogo Kavkaza [On olistholiths of Silurian phthanites and the northern ophiolitic suture within the zone of the front range of the North Caucasus] // Doklady AN SSSR – Proceedings of the Academy of Sciences of the USSR, 1980, vol. 253, no. 5, pp. 1189–1191 (In Russian).