

3. Ermolkin V. I. Geneticheskie svyazi neftegazoobrazovaniya i neftegazonakopleniya v zemnoj kore / V. I. Ermolkin // Aktual'nye problemy geologii nefti i gaza : sb. nauch. tr. – M., 2005. – S. 77–99.

4. Ermolkin V. I. Formirovanie uglevodorodnyh skoplenij v podsolevom komplekse Prikaspijskoj vpadiny / V. I. Ermolkin, E. I. Sorokova, A. A. Bobyleva // Sovetskaja geologija. – 1989. – № 3. – S. 31–40.

5. Hutorskoj M. D. Pole temperatur i trehmernoe modelirovanie v Kaspijskom bassejne / M. D. Hutorskoj, M. P. Antipov, Ju. A. Volozh, B. G. Poljak // Geotektonika. – 2004. – № 1. – S. 63–72.

ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ ПОЯСА И ГЕОДИНАМИКА УРАЛА

Казанцева Тамара Тимофеевна, академик АН РБ, Институт геологии УНЦ РАН, 450000, Россия, Республика Башкортостан, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: ktt@ufaras.ru

Излагаются главные особенности структурной геологии гипербазитовых комплексов.

Ключевые слова: гипербазиты, геодинамика, биогермы, временные интервалы.

ULTRABASITE BELT AND GEODYNAMICS OF THE URALS

Kazantseva Tamara T., Academician of AN RB, Institute of Geology USC Russian Academy of Sciences, 16/2 K. Marx's st., Ufa, Republic Bashkortostan, 450000, Russia, e-mail: ktt@ufaras.ru

The major peculiarities of the structural geology of hyperbasite zones in geodynamic aspect have been reported.

Key words: hyperbasites, bioherms, time intervals, flysch, olisthostrome, melange, geodynamics, dislocation.

Гипербазиты, магматические породы ультраосновного состава, чрезвычайно широко распространены в складчатых областях. Урал, например, занимает первое место в мире по площади их развития. Второе отводится Корьяско-Камчатскому региону. В значительном количестве они присутствуют в Аппалачах, Альпийско-Гималайском складчатом поясе, в Севано-Аккеринской зоне Малого Кавказа и во многих других областях. Встречаются реже или практически отсутствуют в Карпатах, Добрудже, Крыму, Большом Кавказе и т.д.

Длительная история изучения гипербазитов в перечисленных выше геологических объектах привела к выявлению закономерностей их состава, строения, структурного положения, происхождения как отдельных типов пород, так и их парагенетических комплексов. Уже хрестоматийными истинами стали сведения о сопоставимости офиолитов складчатых областей континентов с мафической корой океанов, преимущественно дунит-гарцбургит-лерцолитовом составе массивов, при участии верлитов, горнблендитов и других пород, тектоническом характере их контактов, отсутствии активных интрузивных взаимоотношений с вмещающими породами. В нашей стране после установления аллохтонности гипербазитовых массивов Крака на западном склоне Южного Урала (Казанцева, 1970; Казанцева, Камалетдинов, 1969) надвиговая природа этих комплексов доказана и для восточного склона этого

горного сооружения, как, впрочем, и для большинства складчатых областей, где они присутствуют. Однако некоторые проблемы геологии гипербазитов в настоящее время не имеют однозначного утверждения. В первую очередь это касается особенностей их структурной геологии, закономерностей размещения в пространстве и во времени. Со вторым связана и необходимость разграничения понятий «возраст гипербазитов» и «возраст гипербазитовых поясов», которые нередко используются как взаимозаменяющие. Рассмотрим эти вопросы.

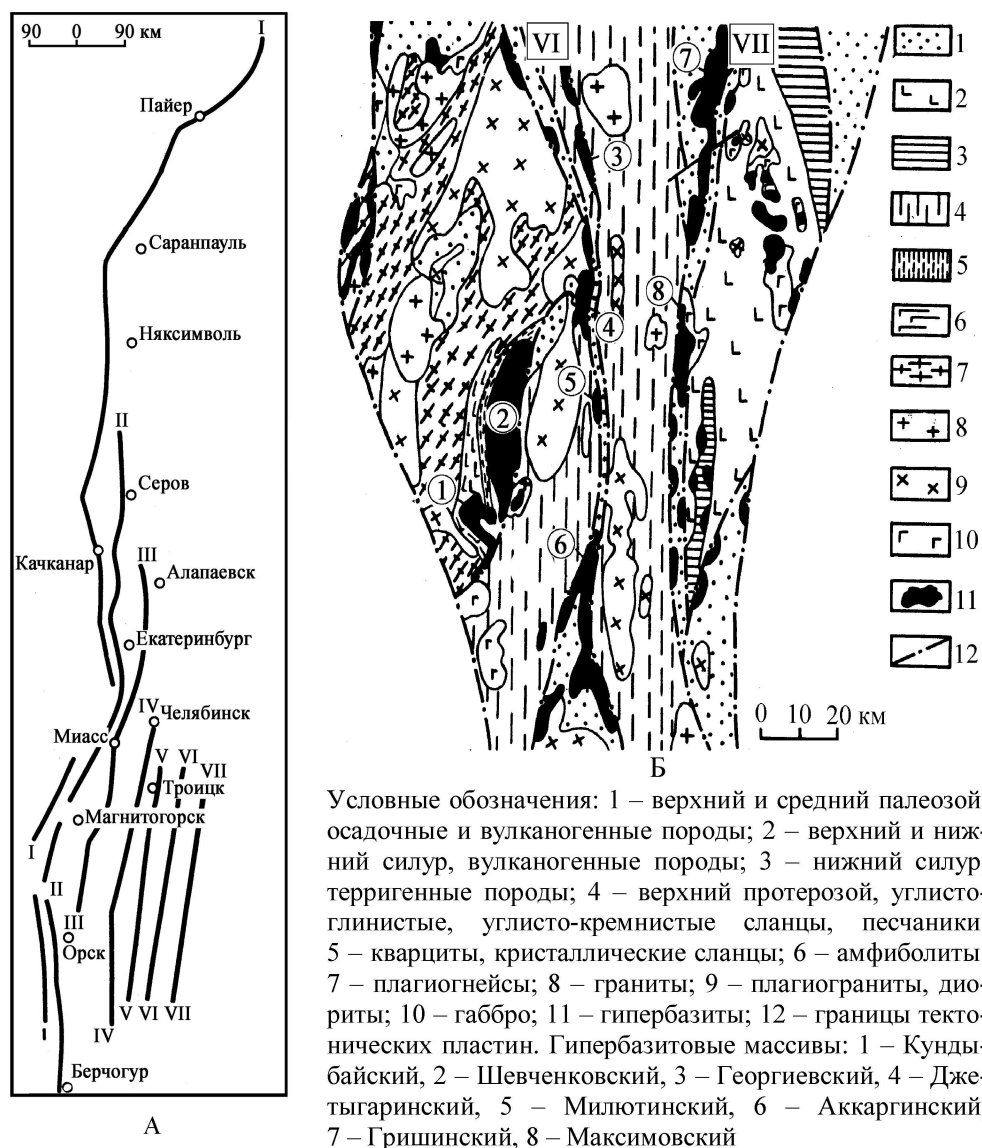


Рис. 1. Схема расположения гипербазитовых поясов Урала (А). Геология Джетыгаринско-Аккаргинского (VI) и Тобольского (VII) поясов по Б.А. Шкуропату и др. (Б)

Одной из важнейших закономерностей *структурной геологии регионов развития гипербазитовых массивов* является сосредоточение этих образований в виде нескольких субпараллельных линейно-вытянутых поясов, приуроченных к крупным региональным разломам. Простираение их согласуется с общей дислоцированностью региона. Отдельные тела и массивы вытянуты также согласно простираению поясов. Большинство гипербазитовых массивов сопровождается зонами особых формаций – вещественно-структурных образований, которые сейчас называют меланжем. Названные закономерности являются характерными для большинства складчатых областей, где гипербазитовые комплексы присутствуют в значительном количестве. На Урале, например, выделяют более десятка гипербазитовых поясов. Размещены они вдоль границ крупных структурно-формационных зон. На рисунке 1 (А) приведены наиболее представительные из них.

Еще восточнее развит *Полтавско-Киембайский* пояс (V), который отделяет Алапаевско-Брединское погружение от Восточно-Мугоджарского антиклинория и включает массивы: Муслюмовский, Полтавский, Гогинский, Каменнодольский, Наследницкий, Подольский, Кайрактинский, Киембайский и др. В состав самых восточных, *Джетыгаринско-Аккаргинского* (VI) и *Тобольского* (VII), гипербазитовых поясов Зауральского поднятия входят крупные массивы: Георгиевский, Джетыгаринский, Милютинский, Аккаргинский, Буруктальский, Гришинский, Максимовский и целый ряд более мелких. На рисунке 1 (Б) отображено геологическое строение района двух последних из названных поясов.

Это давно установлено и многие десятки лет не вызывало сомнений. Однако в последнее время такие представления бездоказательно игнорируются. Вместе с тем, характер размещения в пространстве гипербазитов является одним из решающих моментов в выборе механизма формирования земной коры и потому принципиально важен. Имеются многочисленные данные геологических съемок, бурения и тематических исследований, в которых доказано, что все перечисленные выше гипербазитовые пояса представляют собой фронтальные зоны надвигания океанической коры на континентальное основание. Например, аллохтонное положение гипербазитов, обнажающихся вдоль фронта Главного Уральского надвига (Салатимско-Кемпирсайский пояс), установлено бурением и сейсморазведкой на Байгускаровском массиве (рис. 2). Судя по этим материалам, угол падения подошвы его колеблется от 10 до 30°, а у д. Абубакирово, по данным горных выработок, под углами 30–40° погружается к востоку. Серпентиниты у контакта превращены в глиноподобную массу, на ширину более 500 м вдоль контакта породы раздроблены, перемяты и рассланцованы. Аналогичные сведения имеются для Халиловского, Хабарнинского и Кемпирсайского массивов. Пологие плоскости надвигания Главного Уральского надвига в пределах территории Башкирии подтверждены также сейсмическими исследованиями методом отраженных волн, проведенными управлением «Башкиргеология». При этом направления и углы падения гипербазитовых тел устанавливаются при анализе гравитационных и магнитных полей. Первые дают представления о мощностях пород в висячем боку разрыва, а вторые о направлениях залегания.

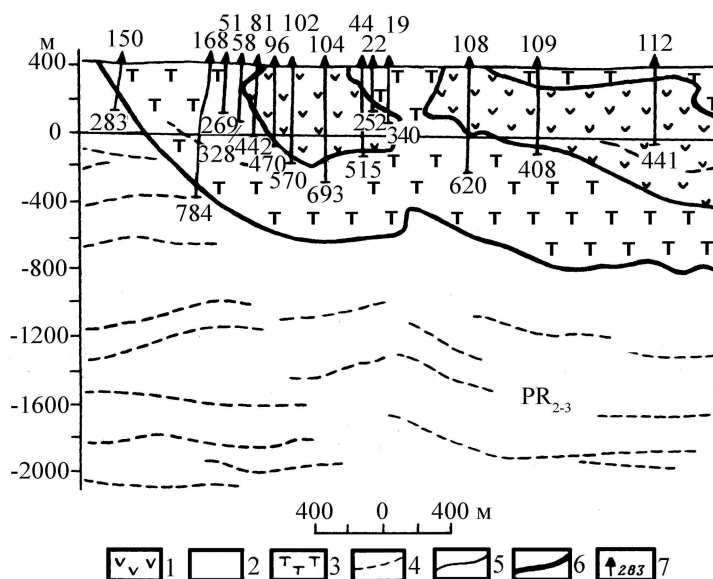


Рис. 2. Геологический разрез Байгускаровского массива (по материалам А.А. Захарова).
Условные обозначения: 1 – вулканогенные образования силура; 2 – метаморфические породы среднего – верхнего протерозоя; 3 – гипербазиты; 4 – отражающие сейсмические границы; 5 – стратиграфические контакты; 6 – надвиги; 7 – скважины

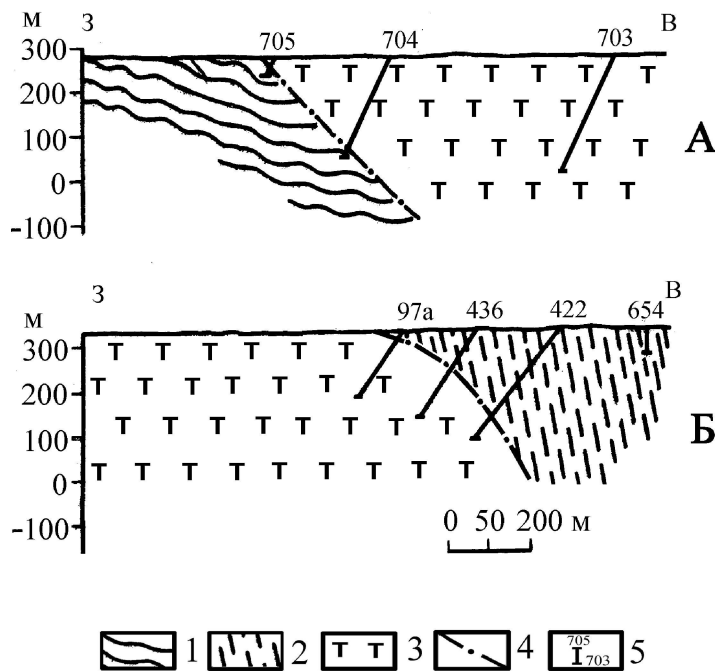


Рис. 3. Геологические разрезы западного (А) и восточного (Б) контактов Джетыгаринского гипербазитового массива (по Б.А. Шкуропату).
Условные обозначения: 1 – нижний палеозой, сланцы глинистые, углисто-кремнистые; 2 – верхний протерозой; 3 – серпентиниты; 4 – тектонические контакты; 5 – скважины

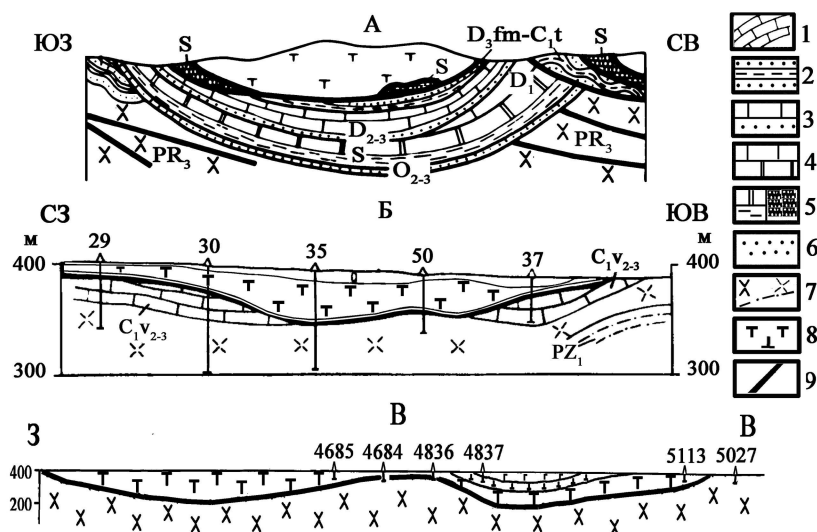


Рис. 4. Аллохтонные гипербазитовые массивы: А – Северный Крака (по Т.Т. Казанцевой); Б – Сыростанский (по А.И. Левиту); В – Кундыбайский (по Б.А. Шкуропату).
Условные обозначения: 1 – известняки нижнего карбона; 2 – флиш верхнего девона; 3 – песчаники и известняки среднего девона; 4 – известняки и доломиты нижнего девона; 5 – аргиллиты, доломиты, кремни силура; 6 – песчаники ордовика; 7 – метаморфические породы верхнего протерозоя-нижнего палеозоя; 8 – гипербазиты; 9 – тектонические контакты

Самый западный гипербазитовый пояс, *Салатимско-Кемпирсайский* (I), включает три отрезка: Хадатинско-Войкаро-Салатимский на Полярном и Приполярном Урале, Платиноносный – на Северном и Среднем Урале и Кемпирсайский – на Южном Урале. Пояс располагается вдоль восточной границы метаморфических комплексов хребта Уралтау. Наиболее известными массивами являются: на Полярном Урале – Войкаро-Сынъинский, Пай-Ер, Рай-Из, Хадатинский; на Северном и Среднем – Салатимский, Кытлымский, Нуралинский; на Южном – Кемпирсайский, Хабарнинский, Ишкининский, Байгускаровский, Присакмарский. *Серовско-Невьяновский* пояс (II) располагается восточнее, на границе Тагильского синклинория с Восточно-Уральским поднятием. Известные массивы: Устейский, Серовский, Невьяновский, Верхне-Тагильский, Красноураловский и др. *Миасско-Кацбахский* гипербазитовый пояс (III) разграничивает Магнитогорский синклинорий и Восточно-Уральский антиклинорий. Представлен Куликовским, Сахаровским, Черниговским, Кацбахским и другими массивами. Далее к востоку известен *Алапаевско-Татищевский* гипербазитовый пояс (IV), располагающийся вдоль Восточно-Уральского поднятия и Алапаевско-Брединского погружения. Он объединяет массивы: Алапаевский, Останинский, Режевский, Баженовский, Ключевской, Теченский, Успенский, Татищевский, Варшавский, Каряжский, Айдырлинский и др.

Во всех изученных опорных профилях устанавливается погружение верхнепротерозойских пород под офиолитовые комплексы либо с пологими углами плоскости, либо более крутыми ($50-60^\circ$), но неизменно выполаживающимися на глубине до субгоризонтальной поверхности. Аналогично построены контактовые зоны гипербазитовых массивов, входящих в состав

Джетыгаринско-Аккаргинского пояса (рис. 3). Отдельные массивы ультраосновных пород, залегающие между гипербазитовыми поясами, представляют собой останцы тектонических пластин, оторванных от своих корневых зон (рис. 4: А, Б, В).

Временные периоды формирования гипербазитов Урала, полученные в 50–70-е гг. прошлого столетия, определялись по общегеологическим данным. Использовались как неоднозначные критерии (возраст вмещающих образований, прорванных гипербазитами, и наличие зерен офиолитов в составе кластического материала известного возраста), так и однозначные (прорыв гипербазитов молодыми интрузиями, для которых известен абсолютный возраст). В результате признавалось становление Салатимско-Кемпирсайского гипербазитового пояса с конца ордовика до конца силура, Серовско-Невьяновского – от среднего до верхнего девона, Миасско-Кацбахского – послесреднедевонским, для большинства массивов Алапаевско-Татищевского – нижнекаменноугольным. Как видим, наметилось омоложение гипербазитовых поясов Урала с запада на восток. Предпринимались попытки обосновать возраст гипербазитов на основе определения абсолютного возраста минералов: моноклинного пироксена (методом сравнительной дисперсии Е.А. Кузнецова) либо флогопита – вторичного минерала, возникшего после метаморфических преобразований ультраосновных пород. В первом случае цифра абсолютного возраста, по Т.Т. Казанцевой, для перидотитов из массивов Крака соответствует 440 млн лет. Во втором, по Н.В. Павлову, – для Кемпирсайского массива – 404 ± 18 млн лет, пироксенитов и амфиболитов из Хабарнинского массива, по Л.Н. Овчинникову, – от 495 до 380 млн лет. Более древние даты, по М.А. Гаррис, были известны лишь для горнблендитов Качканарского массива – 60070 млн лет, габбро-амфиболитов Кемпирсайского массива – 570 млн лет, пироксенитов Суроямского массива – 594 млн лет. Согласно С.Г. Самыгину и В.С. Буртману (2009), породы, слагающие отдельные чешуи гипербазитов в составе Главного Уральского разлома на Южном Урале, датированы U-Pb методом как 643 ± 46 и 576 ± 65 млн лет, Sm-Nb перидотитов Миндякского массива – 882 ± 83 млн лет, а Re-Os габбро – 804 ± 37 млн лет. В монографии В.Н. Пучкова (2010) приводятся также докембрийские изохронные датировки. Для массива Нурали – Re-Os даты: верлитов и хромитов 1243 ± 80 млн лет, перидотитов 536 ± 51 млн лет. Для гипербазитов массива Миндяк – 536 ± 51 млн лет, габбро и диорита – 540 ± 18 . По данным Б.А. Шкуропата (1997), датирование рубидий-стронциевым методом позволило определить возраст пород в 949 млн лет для Баженовского массива и в 905 млн лет – для Джетыгаринского. Как видим, докембрийские цифры, их количество и качество уже не могут быть проигнорированы. Они утверждают докембрийский возраст ультраосновных пород, являющихся главной составляющей океанической коры геологического прошлого. К такому заключению мы пришли ранее [2; 5] на основании уже известных к тому времени данных о докембрийском возрасте грабенных формаций континентального рифтогенеза (Башкирский антиклинорий) и близким им по возрасту изверженным породам, являющимся производными океанического рифтогенеза (зона Уралтау). Многочисленные же факты палеозойских датировок подлежат разграничению. Одни из них свидетельствуют о возрасте гипербазитов как пород, другие – о времени становления объединяющих их гипербазитовых поясов. Поскольку сейчас тектоническое положение последних не вызывает сомне-

ний, их временная периодизация должна базироваться на тектонических факторах, которыми являются знания о: а) общерегиональных перестройках структурных планов; б) возрасте формаций-индикаторов высокой интенсивности тектонического режима надвигания; в) периодах стресс-минеральной глаукофанизации, приуроченной к гипербазитовым поясам.

Перестройки структурных планов на Урале задокументированы в Зилаирском и Магнитогорском синклинориях, где они засвидетельствовали неоднократно проявление дислокационных периодов, соответствующих предордовикскому, позднеэйфельскому, верхнефранскому и нижнекаменноугольному времени [3]. Такие же сведения запечатлены в индикаторных для особо активного тектонического режима вещественных комплексах, к которым следует относить флиш, олистостром-микстит и меланж. Накопление *флишевой формации* на Южном Урале возобновлялось неоднократно. Наиболее известными являются: эйфельский флиш ирендыкской свиты, живетско-верхнефранский – улутауской, верхнедевонско-нижнекаменноугольный – зилаирской и средне-верхнекаменноугольный – кардаиловской. *Олистостромы* парагенетически связаны с флишем и соответствуют примерно тем же временным интервалам. По С.В. Руженцеву и С.Г. Самыгину (2004), наглядны олистостромы-микститы Сакмарского аллохтона: нижнего ордовика – эбетинские, нижнего-среднего девона – шандинские, среднего девона – чебаклинские, верхнего девона – нижнетурнейского подъяруса нижнего карбона – рысасевские. В составе олистолитов присутствуют рифогенные известняки с руководящей фауной кембрийского – каменноугольного периодов. Они имеются и в *меланже*, сопровождающем все гипербазитовые массивы и тела. Поскольку эта геологическая формация возникает при тектонических перемещениях офиолитов, преимущественный состав ее отражен содержанием аллохтонов океанической коры и тектонокластами поднадвиговых образований. Но рифогенным известнякам здесь отводится особая роль определителя времени формирования меланжевой формации. На Южном Урале многочисленны выходы рифов нижнего кембрия известны среди серпентинитового меланжа Сакмарской зоны (г. Бикташ, «Шапка Мономаха» и др.). Тела рифогенных известняков с фауной эйфельского яруса присутствуют в бассейне р. Сакмары, в обрамлении Катралинского массива, в зонах развития меланжа Кракинского аллохтона. Тесная ассоциация серпентинитового меланжа с ископаемыми рифами не случайна. Характер их парагенетической связи согласуется с нашими теоретическими представлениями о механизме формирования земной коры. Это происходит мегациклично. Мегацикл представлен двумя стадиями: стадией растяжения и стадией сжатия. Стадия растяжения в конечном итоге порождает океаническую кору, состоящую преимущественно из гипербазитов, габброидов и пелагических осадков. Ее развитие обладает цикличностью и эволюционной направленностью. К стадии сжатия мы отнесли периоды (и, соответственно, зоны) геологического взаимодействия континентальной и океанической кор. Она также состоит из нескольких тектонических циклов, каждый из которых двухэтапен. Первый этап – эволюционный. Вещественное выполнение его представлено серией формаций осадочно-вулканического происхождения. Второй – деформационный, сопровождающийся надвиганием и накоплением особых вещественно-кластических формаций. Геодинамический режим деформационных этапов обуславливает тектоническое скупивание пластин океанической коры. Сами гипербазитовые

комплексы изначально формируются в глубоководных условиях, но в результате тектонического совмещения образуют подводные хребты. Здесь зарождается надобдукционный вулканизм с эволюционной направленностью состава и строения от глубоководного к островодужному, от недифференцированных формаций к контрастно-, затем последовательно-дифференцированным и порфиритовым (андезитовым). Таким путем вулканические цепи эволюционируют в островные дуги. На возвышенностях морского дна каждый раз после разрядки тектонических напряжений устанавливаются довольно спокойные геодинамические условия. Это благоприятная обстановка для поселения и роста рифостроящих организмов. Вдоль берегов островных дуг появляются биогермные постройки. Возраст их моложе гипербазитов, т.к. последние здесь уже в аллохтонном залегании. Очередное возрастание тангенциальных тектонических напряжений сжатия способствует возобновлению надвигания и разрушения фронтальных частей аллохтонов океанической коры. Образуется меланж, миксит, затем олистостром и флиш, куда попадают и рифогенные известняки. В силу малой плотности и большой подверженности разрушению рифогенные образования не способны далеко и длительно переноситься. Потому возраст их фиксирует возраст меланжа. Он соответствует короткому интервалу времени между разрядкой тектонических напряжений надвиганием и возобновлением движения аллохтонов. Это периоды проявлений крупных дислокаций океанической коры.

Итак, главной особенностью гипербазитовых комплексов складчатых областей является их залегание в виде надвиговых поясов, согласующихся с общим структурным планом. Все гипербазитовые массивы являются аллохтонными образованиями, выведенными на поверхность в результате шарьирования, и, как правило, сопровождаются зонами меланжа и миксит-олистостромов. Устанавливается последовательное во времени латеральное смещение гипербазитовых поясов от континента к океану. Эти соображения увязаны и с многочисленными опубликованными материалами по этапам проявлений *глаукофанового метаморфизма*, являющегося индикатором больших стрессовых нагрузок. Данные выводы согласуются с обдукционным механизмом развития складчатых областей, показанным нами на примере Урала.

Список литературы

1. Казанцева Т. Т. Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала / Т. Т. Казанцева. – М. : Наука, 1987. – 169 с.
2. Казанцева Т. Т. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала / Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 189, № 5. – С. 1077–1080.
3. Казанцева Т. Т. Происхождение и развитие геосинклиналей / Т. Т. Казанцева. – Уфа : БФАН СССР, 1981. – 26 с.
4. Казанцева Т. Т. Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала / Т. Т. Казанцева // Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования : тез. докл. науч. сес. – Уфа, 1970. – Ч. 1. – С. 91–94.
5. Камалетдинов М. А. Аллохтонные офиолиты Урала / М. А. Камалетдинов, Т. Т. Казанцева. – М. : Наука, 1983. – 168 с.
6. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) / В. Н. Пучков. – Уфа : ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

7. Руженцев С. В. Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала / С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин // Геотектоника. – 2004. – № 4. – С. 20–44.

8. Самыгин С. Г. Тектоника Урала: сравнение с Тянь-Шанем / С. Г. Самыгин, В. С. Буртман // Геотектоника. – 2009. – № 2. – С. 57–77.

9. Шкуропат Б. А. О времени начала формирования океанической коры на Южном и Среднем Урале / Б. А. Шкуропат, В. А. Борисова // Современные проблемы шарьяжно-надвиговой тектоники : тез. докл. (14–15 окт. 1997, г. Уфа). – Уфа : АН РБ, 1997. – С. 121–123.

References

1. Kazanceva T. T. Allohtonnye struktury i formirovanie zemnoj kory Urala / T. T. Kazanceva. – M. : Nauka, 1987. – 169 s.

2. Kazanceva T. T. Ob allohtonnom zaleganii giperbazitovyh massivov zapadnogo sklona Juzhnogo Urala / T. T. Kazanceva, M. A. Kamaletdinov // Dokl. AN SSSR. – 1969. – T. 189, № 5. – S. 1077–1080.

3. Kazanceva T. T. Proishozhdenie i razvitie geosinklinalej / T. T. Kazanceva. – Ufa : BFAN SSSR, 1981. – 26 s.

4. Kazanceva T. T. Stroenie i osobennosti zaleganija ofiolitovoj formacii na zapadnom sklone Juzhnogo Urala / T. T. Kazanceva // Poleznye iskopaemye Bashkirii, ih razmewenie i uslovija formirovanija : tez. dokl. nauch. ses. – Ufa, 1970. – Ch. 1. – S. 91–94.

5. Kamaletdinov M. A. Allohtonnye ofiolity Urala / M. A. Kamaletdinov, T. T. Kazanceva. – M. : Nauka, 1983. – 168 s.

6. Puchkov V. N. Geologija Urala i Priural'ja (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) / V. N. Puchkov. – Ufa : DizajnPoligrafServis, 2010. – 280 s.

7. Ruzhencev S. V. Struktura i tektonicheskoe razvitie oblasti sochlenenija Vostochno-Evropejskoj platformy i Juzhnogo Urala / S. V. Ruzhencev, S. G. Samygin // Geotektonika. – 2004. – № 4. – С. 20–44.

8. Samygin S. G. Tektonika Urala: sravnenie s Tjan'-Shanem / S. G. Samygin, V. S. Burtman // Geotektonika. – 2009. – № 2. – С. 57–77.

9. Shkuropat B. A. O vremeni nachala formirovanija okeanicheskoj kory na Juzhnom i Srednem Urale / B. A. Shkuropat, V. A. Borisova // Sovremennye problemy shar'jazhno-nadvigovoj tektoniki : tez. dokl. (14–15 okt. 1997, g. Ufa). – Ufa : AN RB, 1997. – С. 121–123.

ТЕХНОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОЛОГО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Харькина Марина Анатольевна, старший научный сотрудник, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, Россия, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1, e-mail: kharkina@mail.ru

Определены негативные и позитивные последствия изменения эколого-геодинамических условий на территории России при различных видах антропогенных воздействий.

Ключевые слова: осушение, оползни, заболачивание, эрозия, последствия, водоснабжение, зообентос, гибель, растения, биомасса.