

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО МЕГАБАСЕЙНА

К.С. Иванов, В.А. Коротеев, М.Ф. Печеркин\*, Ю.Н. Федоров\*, Ю.В. Ерохин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620075, Екатеринбург, Почтовый пер., 7, Россия*

*\* КозалымНИПИнефть, 625000, Тюмень, ул. Республики, 41, Россия*

Разработана новая схема структурно-формационных зон фундамента и составлена новая геологическая карта доюрского основания западной части Западно-Сибирской плиты. Исследованы офиолиты и другие мафит-ультрамафитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа. Наиболее полный офиолитовый комплекс позднего ордовика, представленный меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами с прослоями яшм, изучен в Шаимском районе. Исследованы слабоизмененные шпинелевые лерцолиты. Установлено наличие не только ордовикских, но и девонских базальтов, а также и габброидных комплексов (392 млн лет, Sm-Nd метод). Завершает палеозойскую геодинамическую историю региона коллизия, сопровождавшаяся тектоническим скучиванием и внедрением гранитных плутонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего Западно-Сибирского мегабассейна, определяется как раннепермский. Проведены исследования состава, возраста и природы гранитоидных плутонов ряда площадей западной части Западной Сибири. Получен ряд изохрон и изотопных характеристик, позволяющих судить как о генезисе и возрасте гранитных плутонов, так и об их последующих преобразованиях.

*Фундамент, офиолиты, граниты, геодинамика, палеозой, Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн, Урал*

### THE WESTERN PART OF THE WEST SIBERIAN PETROLEUM MEGABASIN: GEOLOGIC HISTORY AND STRUCTURE OF THE BASEMENT

K.S. Ivanov, V.A. Koroteev, M.F. Pecherkin, Yu.N. Fedorov, and Yu.V. Erokhin

On the basis of complex research into the western part of the West Siberian Plate, a new scheme of the structure-formation zones of its basement has been developed and a new geological map of its pre-Jurassic basement has been compiled. Ophiolites and other mafic-ultramafic complexes (fragments of the oceanic Earth's crust) were studied. The most complete Late Ordovician ophiolite complex comprising a melange of serpentinites, gabbroids, plagiogranites, and basalts with jasper interbeds lies in the Shaim area. Weakly altered spinel lherzolites were also examined there. The research has revealed not only Ordovician but also Devonian basalts as well as gabbroid complexes (392 Ma, Sm-Nd dating). The Paleozoic geodynamic history of the region was terminated with collision, which was accompanied by tectonic piling and the intrusion of granite plutons, metamorphism, and formation of new continental crust. These crucial events, which consolidated Paleozoic complexes throughout the vast area of the future West Siberian megabasin date from the Early Permian. The composition, age, and nature of granitoid plutons in western West Siberia were studied, and isochrons and isotope characteristics were obtained, which give an insight into both the genesis and age of granite plutons and their subsequent transformations.

*Basement, ophiolites, granites, geodynamics, Paleozoic, West Siberian petroliferous megabasin, Urals*

### ВВЕДЕНИЕ

Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн служит (и еще достаточно долго будет оставаться) главным поставщиком нефти и газа — основы экономики и благосостояния России, которая вышла на лидирующие позиции в мире по их добыче. Поэтому всестороннее изучение Западной Сибири, интенсивно продолжающееся более полувека [Геология СССР, 1964; Конторович А.Э. и др., 1975; и др.], является и сейчас самой важной задачей геологов и геофизиков России, имеющей и фундаментальное научное и большое практическое значение.

Фундамент Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, и в первую очередь зона выветривания и дезинтеграции поверхности доюрского комплекса [Конторович А.Э. и др., 1991, 1998; и др.], — один из перспективных объектов для выявления новых залежей нефти и газа. Интерес к залежам углеводородов, связанных с резервуарами доюрского основания этого мегабассейна, возник сразу же после

открытия промышленных залежей газа и нефти в Березовском и Шаимском районах, где уже первыми скважинами была установлена продуктивность верхней части палеозойского комплекса. Было высказано мнение о том, что притоки углеводородов из этой части разреза связаны с переработанной гипергенными процессами кровельной частью складчатого основания, газовая или нефтяная специализация которой обусловлена миграцией углеводородов из залежей в верхнеюрских песчаных пластах. В 1975 г. под редакцией А.А. Трофимука, А.Э. Конторовича и В.С. Суркова создана «Карта перспектив нефтегазоносности палеозойского комплекса». В работе «Геология нефти и газа Западной Сибири» были рассмотрены особенности строения фундамента Западно-Сибирской плиты и выполнен анализ закономерностей распространения палеозойских зон нефтегазонакопления [Конторович А.Э. и др., 1975]. Позднее были опубликованы две монографии под редакцией академика В.С. Суркова, посвященные анализу тектонического строения фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы [Сурков, Жеро, 1981; Сурков, Трофимук, 1986].

Возраст и состав доюрских образований неоднократно уточнялись в работах В.С. Бочкарева, Е.А. Елкина, К.С. Иванова, Н.П. Кирды, А.Г. Клеца, А.Э. Конторовича, В.И. Краснова, В.Г. Криночкина, Ю.Н. Федорова и многих других [Богуш и др., 1975; Бочкарев, Криночкин, 1988; Конторович А.Э. и др., 1998; Краснов и др., 1993; Решения..., 1999; Бочкарев и др., 2003; Иванов и др., 2003; Клец и др., 2007; Конторович В.А., 2007; и др.]. В 2001 г. в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН в рамках серии «Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири» опубликована монография, обобщающая результаты многолетних исследований палеозойских отложений Западной Сибири [Стратиграфия..., 2001; см. также ссылки в этой работе].

Изучением коллекторских свойств и закономерностей формирования в палеозойских отложениях месторождений нефти и газа на протяжении нескольких десятилетий занимался коллектив ТО СНИИГ-ГиМСа под руководством А.Э. Конторовича и И.А. Иванова [Конторович и др., 1991].

В настоящее время назрела необходимость и имеются все предпосылки для создания серии новых современных геологических карт фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Иванов и др., 2004а; Клец и др., 2007; и др.]. Развитие геоинформационных технологий дает возможность обобщить необходимые для создания карт фундамента огромные массивы разнообразной информации, а современные методы обработки геофизических данных и новые геологические методики исследований должны наполнять эти карты действительно новым содержанием. Понятна большая важность этой задачи и не только в плане оценки перспектив нефтегазоносности фундамента, но и потому, что современное строение региона (включая ортоплатформенный чехол) является унаследованным. Для его изучения требуется реконструкция тектонических режимов палеозоя и мезозоя.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами с 2001 г. проводилось (совместно с выдающимся геофизиком, профессором В.В. Кормильцевым) комплексное геолого-геофизическое изучение доюрского основания западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна (в пределах Ханты-Мансийского автономного округа — ХМАО) и составлено несколько геологических и тектонических карт (Шаимского, Северо-Сосьвинского районов и др.). Карты представляют собой ряд информационно-геологических, геофизических и других слоев, накладывающихся друг на друга (использовано программное обеспечение ArcView). В основу деления территории положены данные бурения и аномальное гравитационное и магнитное поля, в которых находят выражение различия в физических свойствах структурно-вещественных комплексов. Сочетание плотностных и магнитных свойств, использование характерных морфологических признаков геологических объектов, аналогии физических полей над открытыми структурами Урала и закрытыми структурами Западной Сибири позволили составить принципиально новые карты фундамента. Исходя из имеющегося опыта мы считаем, что наиболее целесообразен для картирования доюрского основания региона масштаб 1:1 000 000, с более крупномасштабными врезками в тех районах, где это позволяет изученность территории бурением.

Комплексное использование геологических и геофизических методов исследований служит задачам как составления геологической карты фундамента, изучению его строения и развития, а также и для выделения перспективных на углеводороды зон. Поставленные цели достигались путем исследования керн, включающего: 1) петрографическое изучение; 2) микророндовый анализ состава породообразующих и рудных минералов; 3) геохимические исследования (с использованием метода ICP-MS на тугоплавкие и редкоземельные элементы; анализы выполнены в Институте геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН с использованием высокоразрешающих масс-спектрометров Element2 и Elan-9000); 4) микропалеонтологические методы для карбонатных, кремнистых и других осадочных пород и для определения возраста по конодонтам, радиоляриям, фораминиферам, хитинозоям и др.; 5) изотопно-геохронометрические исследования магматических и метаморфических комплексов доюрского основания западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна проводились K-Ar-, Ar-Ar-, U-Pb- (по циркону — SHRIMP, а также ID-TIMS), Rb-Sr- и Sm-Nd-методами. Приоритетное внимание уделялось изуче-

нию абсолютного возраста формаций фундамента [Иванов и др., 2005; и др.]. Из наших проб главным образом в ИГГ УрО РАН Б.А. Калегановым, А.И. Степановым (К-Аг-метод), Ю.Л. Ронкиным, О.П. Лепихиной и др. (Rb-Sr-, Sm-Nd-методы), а также в лабораториях ИМГРЭ, ГЕОХИ РАН, ИГМ СО РАН, ВСЕГЕИ и университетов городов Аахен и Мюнстер Германии выполнено значительное количество анализов, в том числе, например, более 180 К-Аг-определений, что существенно увеличило имеющуюся геохронологическую базу данных по Западной Сибири [Стратиграфия..., 2001; Елкин и др., 2007; Конторович А.Э. и др., 2008а,б; и др.]. Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd и их изотопный состав определялись методом изотопного разбавления и масс-спектрометрическим окончанием большей части проб на мультиколлекторном анализаторе Finnigan MAT-262. Использовались и другие методы исследований (рентгеноспектральный, рентгеноструктурный анализы и т. д.). Весьма важно проводить полное комплексное изучение керна по единой схеме.

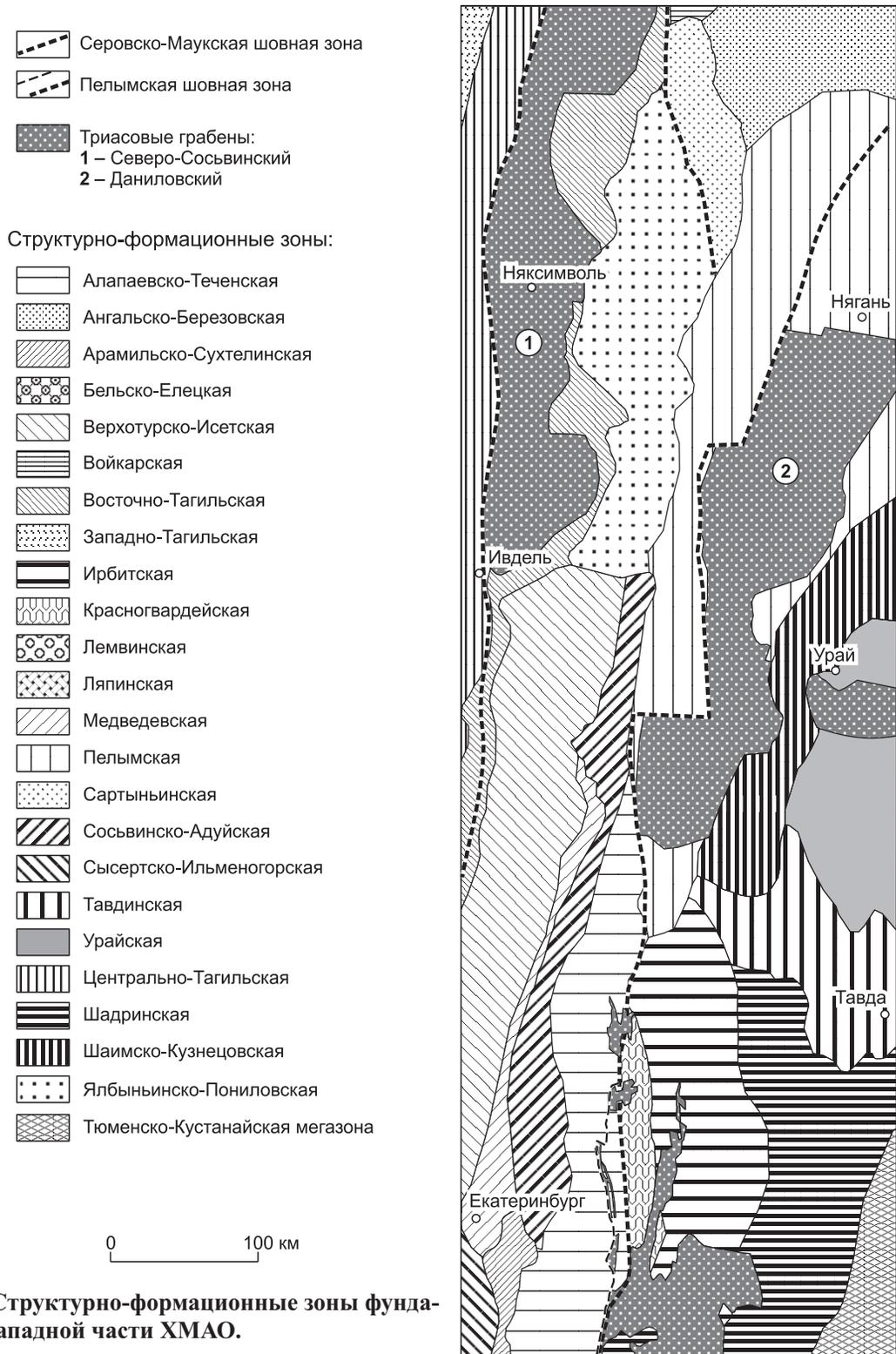
## **ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

В результате обобщения сведений об опорных скважинах, вскрывших доюрское основание Западной Сибири, данных гравиметрии, магнитометрии и, отчасти, сейсморазведки были составлены геолого-структурные карты доюрского основания в Северо-Сосьвинском [Федоров и др., 2003, 2004а,б] и Шаимском [Иванов и др., 2003; и др.] нефтегазоносных районах. Далее ставилась задача — создать на основе этих карт с помощью разработанной методики новую карту фундамента всей западной части ХМАО [Иванов и др., 2004б]. Работа над картами, а также новая геолого-геофизическая информация и совершенствование представлений о тектоническом развитии Урала вызвали необходимость пересмотра известной схемы тектонического районирования Урала [Соболев и др., 1986]. В итоге появилась схема структурно-формационных зон (СФЗ), совпадающая с традиционной схемой И.Д. Соболева и др. [Пейве и др., 1976; Соболев и др., 1986; и др.] в открытой части Восточного Урала и Зауралья и существенно корректирующая ее в области развития платформенного чехла Западно-Сибирской плиты [Федоров и др., 2004а]. Позже эта схема претерпела дальнейшие изменения, которые, как нам кажется, позволили добиться лучшего соответствия деталям геологического строения фундамента этого региона.

Основные особенности новой схемы деления на структурно-формационные зоны состоят в следующем. Тагильская СФЗ получила четырехчленное деление. В пределах территории к Западно-Тагильской зоне отнесены существенно габбровые массивы Платиноносного пояса и расположенные к востоку от них спилит-диабазовый и колчеданосный комплексы натриевых базальтов и плагиориолитов верхов ордовика—низов силура, а также базальты и андезитобазальты нижнего силура. К Центрально-Тагильской зоне отнесены андезиты, песчаники, известняки и трахибазальты от верхнего силура до среднего девона включительно (это субщелочная андезит-базальтовая формация позднего венлока—низов лудлова, базальт(трахибазальт)-трахитовая формация пржидола—лохкова, субщелочная андезит-базальтовая формация пражского—нижней половины эйфельского ярусов, бокситоносные рифовые известняки среднего девона и др.). В Восточно-Тагильскую СФЗ (кроме развитых преимущественно в более южных районах формаций недифференцированных натриевых базальтов и натриевой базальт-риолитовой ордовика—низов силура, в значительной мере сходных с развитыми в Западно-Тагильской зоне) включены вулканогенно-осадочные отложения верхнего девона, терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения раннего карбона, а также серпентинитовые и дунит-гарцбургитовые массивы Серовско-Маукского пояса восточного сектора Урала и его северного продолжения. Деление на эти три зоны является в настоящее время традиционным, хотя исследователи придерживаются несколько различных точек зрения на их разграничение. В целом вулканы Тагильской зоны образуют единый формационный ряд развивающейся островодужной системы [Иванов, 1998; и др.].

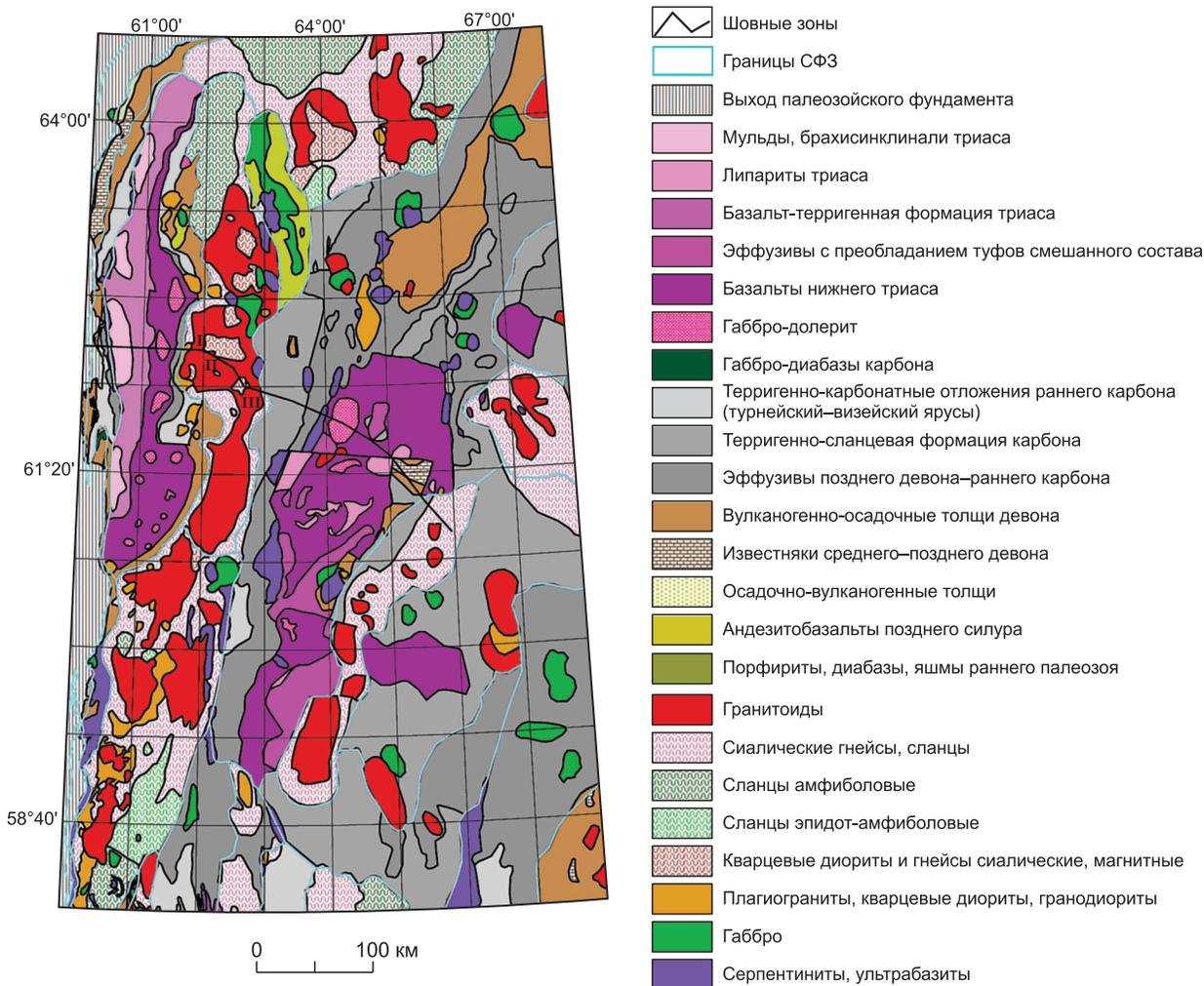
Из Восточно-Тагильской зоны выделена Северо-Сосьвинская СФЗ. К этому шагу нас побудило наличие вложенного в нее большого одноименного триасового грабена, отделенного от Восточно-Тагильской СФЗ мощной гравитационной ступенью и региональной шовной зоной, а также появление комплексов пород тагильского типа восточнее Северо-Сосьвинского грабена на границе с Главной гранитной осью Урала. Здесь на эрозионный срез фундамента выходят три комплекса пород триаса: нижний, сложенный базальтами (внутриплитными толеитами), средний, включающий базальты и их туфы, и верхний — терригенный. Восточнее, по-видимому, вновь появляются эффузивы раннего карбона, которые выполняют ложе грабена. Немаловажно для выделения Северо-Сосьвинской зоны и то, что палеозойские вулканогенные разрезы специфичны и существенно отличаются от остальной части Тагильской мегазоны. Именно здесь наиболее распространены самые молодые вулканогенно-осадочные толщи верхнего девона—раннего карбона [Иванов и др., 2004б; и др.].

К Главной гранитной оси восточного сектора Урала (или, по-другому, Восточно-Уральскому поднятию) традиционно относят также Березовскую, Ялбыньинско-Пониловскую зоны, сложенные позднепалеозойскими гранитами и гранитоидами, метаморфическими сланцами преимущественно сиалическо-



**Рис. 1. Структурно-формационные зоны фундамента западной части ХМАО.**

го типа, но также и более тяжелыми — фемического и мафического типов (рис. 1). В южной части карты к гранитной оси отнесен и салдинский комплекс габбро-гранулитов, амфиболитов и разнообразных амфиболовых сланцев, содержащих реликты высокобарических минеральных парагенезисов, существенно отличающихся от сиалических сланцев и гнейсов, но расположенных с ними в единой структуре. Таким образом, в целом Главная гранитная ось Урала сложена лишь глубинными магматическими и метаморфическими комплексами, т. е. образованиями нижней и средней частей земной коры. Аналогично устроены Шаимско-Кузнецовская и Красноленинская СФЗ, но среди сланцев более резко преобладает сиали-



**Рис. 2. Схематическая геологическая карта доюрского основания западной части ХМАО.**

ческий тип. Особо выделена Сартыньинская СФЗ, секущая Главную гранитную ось и представленная андезитобазальтами нижнего силура и массивами габбро [Федоров и др., 2004а]. Она отделяет от гранитной оси ее северное продолжение и представляет собой область, не затронутую гранитизацией.

Центральную часть карты занимает Пельмская СФЗ. Здесь в наиболее общих чертах повторяется ситуация, характерная для Северо-Сосьвинской СФЗ. Она также содержит наложенный триасовый Даниловский грабен, западная граница которого с терригенно-карбонатными отложениями и эффузивами нижнего карбона обозначена цепью массивов серпентинизированных ультрабазитов. Можно предполагать, что этот грабен заложен на более кремнекислом основании, поскольку содержит значительный объем липаритов, отсутствующих в Северо-Сосьвинском грабене. С севера Даниловский грабен, по-видимому, ограничен крупным поперечным тектоническим нарушением. Еще севернее в пределах Пельмской СФЗ на поверхности эрозионного среза фундамента появляются вулканогенно-осадочные толщи девона, перекрытые южнее каменноугольными отложениями.

На широте Даниловского грабена палеозойские комплексы сохранились лишь в западном и восточном крыльях Пельмской СФЗ, причем во многих местах базальты триаса граничат непосредственно с кристаллическими сланцами обрамления гранитоидов в Шаимско-Кузнецовской СФЗ. Поскольку плотность кайнотипных базальтов Даниловского грабена лишь незначительно превышает среднюю плотность земной коры, то положительная аномалия силы тяжести над грабеном может указывать на наличие палеозойских базальтов под триасовыми.

Шаимско-Кузнецовское поднятие представлено гранитоидами и кристаллическими сланцами обрамления гранитных массивов (см. рис. 1, 2). Красноленинская СФЗ выглядит как продолжение Шаимско-Кузнецовской, однако она имеет более изометричную форму и простирание, близкое к широтному. С севера Красноленинская СФЗ ограничена субширотной тектонической зоной, отмечаемой цепью интенсивных магнитных аномалий. Восточнее этого поднятия выделена Урайская СФЗ, выполненная пре-

имущественно терригенно-сланцевыми (континентально-склоновыми) комплексами среднего и верхнего палеозоя. Близкие по составу и формационной принадлежности толщи вскрыты скважинами южнее Урайской СФЗ, на территории, выделенной как Тавдинская СФЗ. Было решено — особо выделить Тавдинскую СФЗ, поскольку у нее иной характер гравитационного поля и отмечается крупная положительная аномалия силы тяжести (до 20 мГал), не соответствующая отложениям, вскрытым скважинами. Можно предположить, что слагающие верхнюю часть Тавдинской СФЗ осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, по всей видимости, залегают на тяжелом, меланократовом фундаменте, т. е. коре субокеанического типа. Возможно, эта зона представляет собой остаточную впадину краево-морского (задугового) типа, засыпанную позднепалеозойскими осадками.

Выделение на юго-западе территории структурно-вещественных комплексов Тюменско-Кустанайского прогиба и Тобольско-Убоганского поднятия близко к традиционному. Вещественный состав установлен по малому числу расположенных здесь опорных скважин. Границы согласованы с их южным продолжением на территорию Курганской области, где они лучше изучены в связи с гораздо меньшей мощностью покровных отложений.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА

Офиолиты и другие мафит-ультрамафитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа, достаточно широко развиты в фундаменте западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, чаще всего, располагаясь вдоль крупных разломов, разделяющих структурно-формационные зоны разного типа [Конторович А.Э. и др., 1975; Добрецов, 2003; Иванов и др., 2003; и др.]. Изучены они были недостаточно; почти не было данных об их вещественном составе и возрасте. В последнее время базальты офиолитового комплекса Шаимского района датированы как позднеордовикские по находкам радиолярий и конодонтов в тонких прослоях яшм [Иванов и др., 2007].

Наиболее представительный палеозойский офиолитовый комплекс, представленный меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами с прослоями яшм, изучен между поселками Шаим и Супра (в пределах Шаимского нефтегазоносного района). Нижний структурный элемент офиолитов — ультрабазиты — наиболее полно исследован в пределах Узбекской и Хултурской (Турской) нефтеразведочных буровых площадей. Они обычно полностью серпентинизированы (местами наблюдаются реликты слабоизмененных гипербазитов) и содержат псевдоморфозы серпентина по ортопироксену до 10—20 %, иногда до 35 % от объема породы. Практически неизменные ультрабазиты встречены при изучении керна скв. 10367 в пределах Турской площади. По данным химического и минерального состава их можно относить к лерцолитам и диопсидсодержащим гарцбургитам (табл. 1).

Оливин лерцолитов образует округлые и ксеноморфные зерна размером не более 3 мм. Все индивиды имеют бесцветную окраску, разбиты открытыми трещинами, в которых отмечается петельчатый серпентин (лизардит). С краев зерна замещаются агрегатами антигорита с повышенным содержанием

Таблица 1. Химический (мас.%) и нормативный состав гипербазитов Турской площади

Компонент, минерал	Скважина		
	Тур 10367/1799	Тур 10367/1801	Тур 10367/1803
SiO <sub>2</sub>	40.50	40.64	41.87
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.08	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	2.10	2.03
FeO	5.20	3.80	5.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.95	4.07	3.16
MnO	0.10	0.11	0.10
CaO	1.63	2.01	2.21
MgO	34.87	35.34	35.68
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.40	0.40	0.40
П.п.п.	11.50	10.40	7.80
Сумма	99.22	99.27	98.63
Нормативный состав по CIPW			
Оливин	64.7	66.2	63.9
Гиперстен	23.5	20.1	21.9
Диопсид	4.8	5.4	6.3
Анортит	3.1	4.4	4.1
Альбит	3.9	3.9	3.8

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследования ИГТ УрО РАН (аналитики Г.М. Ятлук, Н.П. Горбунова).

Таблица 2.

## Состав минералов (мас.%) в лерцолитах Турской площади

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	NiO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма
Скв. 10367, гл. 1799 м											
1	51.31	0.20	4.77	0.51	6.49	—	0.16	34.46	2.51	0.10	100.51
2	39.19	0.10	0.26	0.06	11.63	—	0.13	32.77	0.07	0.62	84.83
3	38.35	0.10	1.21	—	5.58	—	0.05	40.09	0.01	0.21	85.60
4	35.53	0.12	2.70	—	5.36	—	0.05	40.51	0.04	0.29	84.60
5	41.58	0.12	0.00	—	13.10	—	0.15	30.29	0.01	0.19	85.44
Скв. 10367, гл. 1801 м											
6ц	54.02	—	4.93	0.56	6.98	—	—	32.44	1.17	—	100.10
6кр	54.25	—	5.05	0.68	6.98	—	—	32.58	0.79	—	100.33
7ц	55.78	—	4.83	0.41	6.27	—	—	33.43	1.14	—	101.86
7кр	54.66	—	5.09	0.47	6.32	—	—	33.28	1.48	—	101.30
8ц	43.56	—	—	—	9.44	0.62	—	45.38	—	—	99.00
8кр	40.74	—	—	—	9.80	0.54	—	48.53	—	—	99.61
9ц	41.48	—	—	—	9.73	0.37	—	49.97	—	—	101.55
9кр	40.29	—	—	—	10.07	0.31	—	49.64	—	—	100.31
10	41.26	—	—	—	6.93	—	—	37.16	—	—	85.36
11	40.27	—	—	—	6.44	—	—	38.24	—	—	84.95
12	40.26	—	3.83	—	5.41	—	—	35.38	—	—	84.89
Скв. 10367, гл. 1803 м											
13	52.50	0.20	6.19	0.49	6.73	—	0.18	32.02	1.40	0.10	99.81
14ц	45.28	0.45	7.61	0.74	3.85	—	0.15	18.58	21.97	1.32	99.95
14кр	45.11	0.43	7.09	0.76	3.15	—	0.15	19.01	21.89	1.19	98.78
15	41.10	0.10	0.02	—	12.50	—	0.15	30.48	0.08	0.22	84.65
16	35.03	0.12	5.35	0.03	5.48	—	0.05	38.23	0.07	0.77	85.13

Примечание. Здесь и далее 1, 6, 7, 13 — энстатит; 2—5, 10—12, 15, 16 — серпентин; 8, 9 — оливин; 14 — диопсид; ц — центр, кр — край, пр — периферия. 1—5, 13—16 — ИГГ УрО РАН, JXA-5 (аналитик Е.С. Шагалов); 6—12 — Институт минералогии УрО РАН, прибор JEOL-733 (аналитик В.А. Муфтахов).

глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 4 мас.%). По химическому составу оливин относится к форстериту с содержанием фаялитовой молекулы 9.5—10.2 % (табл. 2, ан. 8, 9). Минерал характеризуется устойчивым составом и содержит в виде примеси NiO (до 0.65 мас.%). В форстерите наблюдается слабая зональность, от центра к краю нарастает FeO (от 9.5 до 10.1 мас.%) и падает NiO (от 0.62 до 0.34 мас.%).

Ортопироксен образует ксеноморфные индивиды размером до 4—5 мм. Зерна имеют совершенную спайность и бесцветную окраску. По трещинам спайности и с краев индивидов развивается антигорит также с повышенным содержанием глинозема. По химическому составу пироксен является энстатитом с содержанием ферросилитовой молекулы 9—10 % (см. табл. 2, ан. 1, 6, 7, 13). Кроме того, в минерале наблюдаются существенные примеси Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 5.1 мас.%), CaO (до 2.5 мас.%) и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0.7 мас.%). В зернах отмечается слабая зональность, от центра к краю нарастают содержания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также падают содержания SiO<sub>2</sub>. Повышенные содержания примесей в ортопироксене подтверждаются наличием тончайших ламелл распада, представленных авгитом. Собственно клинопироксен часто слагает небольшие ксеноморфные зерна размером до 1 мм. Никаких вторичных изменений в минерале не наблюдается. По составу он является глиноземистым авгитом (см. табл. 2, ан. 14) и содержит Na<sub>2</sub>O (до 1.3 мас.%), TiO<sub>2</sub> (до 0.45 мас.%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 7.6 мас.%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0.8 мас.%) и MnO (до 0.15 мас.%). В зернах обычно отмечается слабая зональность, от центра к краю нарастает содержание MgO, а остальных компонентов падает. Железистость авгита, так же как у форстерита и энстатита, варьирует от 8 до 10 %, что позволяет предполагать совместную кристаллизацию всех главных породообразующих минералов.

Хромшпинелиды образуют в лерцолитах аксессуарную вкрапленность в виде ксеноморфных субизометричных индивидов размером до 1—2 мм. В шлифах зерна просвечивают в желтовато-красных тонах. По химическому составу хромшпинелид относится к хромисто-железистой шпинели (табл. 3). В зернах шпинели отмечается слабая зональность с нарастанием от центра к краю содержания железа и падением концентраций остальных компонентов, что говорит о крайне незначительном уровне метаморфических изменений породы. Таким образом, по данным минерального состава исследованные породы — это шпинелевые лерцолиты.

Температура образования гипербазитов оценивалась с помощью модернизированного оливин-хромшпинелевого геотермометра O'NWBBG [Чашухин и др., 1996]. Результаты укладываются в интервал 1109—1206 °С. Подобная же температура (1166 °С) была получена при использовании клинопироксенового геотермометра Л.Л. Перчука [1977]. Оценка давления проводилась по однопироксеновому

Таблица 3. Состав хромшпинелидов (мас.%) в лерцолитах Турской площади

№ п/п	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	NiO	MnO	MgO	Сумма
1	0.20	51.10	16.72	3.47	9.34	—	0.17	20.38	101.38
2	0.19	47.69	17.81	5.78	6.63	—	0.23	21.38	99.71
3ц	—	56.19	12.89	1.87	10.38	0.32	—	20.11	101.77
3кр	—	56.13	12.25	1.79	10.05	0.44	—	20.02	100.68
4кр	—	54.24	13.57	2.57	10.90	—	—	19.58	100.86
4ц	—	56.41	12.26	1.90	9.60	—	—	20.65	100.82
5ц	—	55.75	13.93	0.86	10.41	0.32	—	19.94	101.21
5пр	—	55.25	13.72	1.32	11.34	0.40	—	19.24	101.26
5кр	—	50.69	12.96	6.14	12.30	—	—	18.13	100.21

Кристаллохимические формулы

1	$(Mg_{0.80}Fe_{0.20})_{1.00}(Al_{1.58}Cr_{0.35}Fe_{0.07})_{2.00}O_3$
2	$(Mg_{0.85}Fe_{0.15})_{1.00}(Al_{1.50}Cr_{0.38}Fe_{0.12})_{2.00}O_3$
3ц	$(Mg_{0.77}Fe_{0.22}Ni_{0.01})_{1.00}(Al_{1.70}Cr_{0.26}Fe_{0.04})_{2.00}O_3$
3кр	$(Mg_{0.77}Fe_{0.22}Ni_{0.01})_{1.00}(Al_{1.71}Cr_{0.25}Fe_{0.04})_{2.00}O_3$
4кр	$(Mg_{0.76}Fe_{0.24})_{1.00}(Al_{1.67}Cr_{0.28}Fe_{0.05})_{2.00}O_3$
4ц	$(Mg_{0.79}Fe_{0.21})_{1.00}(Al_{1.71}Cr_{0.25}Fe_{0.04})_{2.00}O_3$
5ц	$(Mg_{0.77}Fe_{0.22}Ni_{0.01})_{1.00}(Al_{1.70}Cr_{0.28}Fe_{0.02})_{2.00}O_3$
5пр	$(Mg_{0.75}Fe_{0.24}Ni_{0.01})_{1.00}(Al_{1.69}Cr_{0.28}Fe_{0.03})_{2.00}O_3$
5кр	$(Mg_{0.72}Fe_{0.28})_{1.00}(Al_{1.60}Cr_{0.28}Fe_{0.12})_{2.00}O_3$

Примечание. 1, 2 — скв. 10367, глубина 1799 м; 3—5 — скв. 10367, глубина 1801 м; 1, 2 — ИГТ УрО РАН, прибор JXA-5 (аналитик Е.С. Шагалов); 3—5 — Институт минералогии УрО РАН, прибор JEOL-733 (аналитик В.А. Муфтахов).

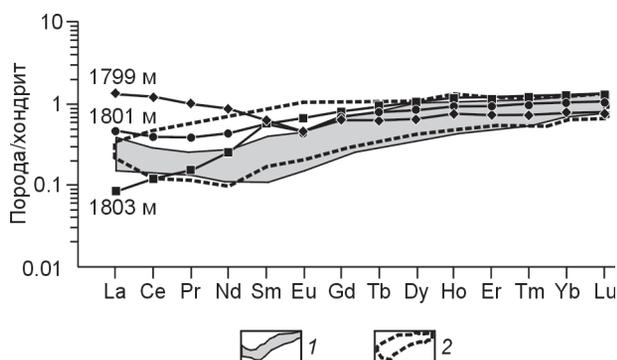
Таблица 4. Микроэлементный состав (г/т) лерцолитов Турской площади (скв. 10367)

Элемент	Глубина, м			Элемент	Глубина, м		
	1799	1801	1803		1799	1801	1803
Ag	0.015	0.010	—	Ba	30.891	16.589	39.710
Ni	2454.26	864.29	646.95	La	0.449	0.152	0.027
Cr	2953.24	1526.83	1154.40	Ce	1.052	0.339	0.106
Cd	0.011	0.004	0.031	Pr	0.131	0.050	0.020
Li	7.162	5.233	4.230	Nd	0.543	0.275	0.161
Sc	10.042	11.724	13.570	Sm	0.131	0.113	0.114
Ti	513.830	618.229	1041.19	Eu	0.035	0.034	0.050
V	86.756	99.019	184.27	Gd	0.174	0.184	0.219
Mn	694.242	720.724	842.74	Tb	0.030	0.039	0.045
Co	97.368	96.488	44.060	Dy	0.222	0.287	0.360
Cu	27.298	40.221	27.731	Ho	0.058	0.071	0.092
Zn	33.433	33.338	38.020	Er	0.161	0.211	0.260
Ga	1.585	1.749	—	Tm	0.025	0.035	0.042
Rb	1.574	1.421	1.531	Yb	0.172	0.226	0.276
Sr	29.558	10.851	6.510	Lu	0.026	0.036	0.044
Y	1.570	1.995	2.342	Hf	0.082	0.079	0.089
Zr	2.535	1.567	1.170	Tl	0.056	0.022	0.068
Nb	0.258	0.140	0.282	Pb	0.383	0.536	0.030
Mo	0.004	0.014	0.792	Bi	0.004	0.004	0.014
Cs	0.389	0.458	0.480	Th	0.077	0.029	0.025

Примечание. Метод ICP-MS, аналитическая группа Ю.Л. Ронкина.

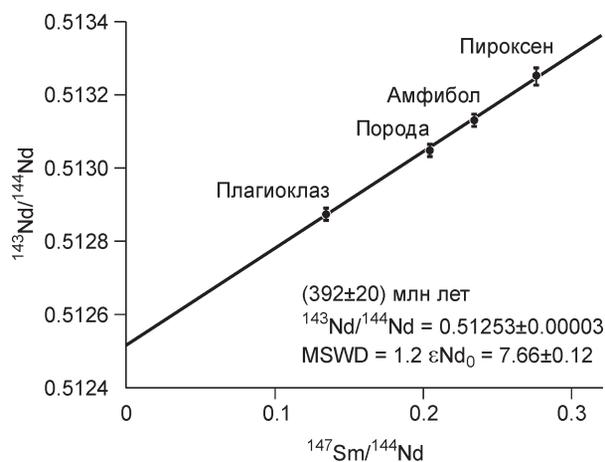
Таблица 5. Результаты Sm-Nd-датирования габброидов Восточно-Лазаревской площади (скв. 10393, гл. 2150 м)

Минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	±2σ	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	±2σ
Плагиоклаз	0.1725	0.7754	0.13449	0.00007	0.51287	0.000012
Пироксен	0.9568	2.0964	0.27591	0.00014	0.51325	0.000023
Амфибол	0.4226	1.0894	0.23454	0.00012	0.51313	0.000011
Порода	0.5175	1.5307	0.20441	0.00010	0.51305	0.000013



**Рис. 3. Распределение РЗЭ в лерцолитах Турской площади Шаимского района.**

1 — составы лерцолитов Полярного Урала (Шмелев, 2008, устное сообщение); 2 — составы лерцолитов массива Миндяк, Южный Урал [Пушкарев, 1998]. Цифрами обозначена глубина отбора проб в керне скв. 10367.



**Рис. 4. Sm-Nd-изохрона для габбро Восточно-Лазаревской площади (скв. 10393, глубина 2150 м).**

геотермометру [Mercier, 1980]. Давление в 10.5 кбар хорошо соотносится с фацией шпинелевых перидотитов, которые образуются в интервале 7—15 кбар.

Микроэлементный состав лерцолитов представлен в табл. 4. Перидотиты характеризуются повышенными содержаниями никеля (до 2500 г/т) и хрома (до 3000 г/т), близкими к породам офиолитовой ассоциации. Лерцолиты имеют достаточно выдержанный состав редкоземельных элементов, незначительно варьирующий в области легких лантаноидов (рис. 3). Трендам распределения РЗЭ свойственно общее снижение концентраций от тяжелых к легким лантаноидам. Небольшие вариации в области легких редких земель вызваны, по всей видимости, степенью серпентинизации лерцолита (проба 1803 м отличается от двух других проб самой низкой степенью серпентинизации). По составу РЗЭ лерцолиты Турской площади достаточно близки лерцолитам срединно-океанических хребтов [Фролова, Бурикова, 1997; и др.], Полярного Урала и массива Миндяк Южного Урала [Пушкарев, 1998; и др.].

Магматизм в девонский (и каменноугольный) период в пределах рассматриваемой территории был развит достаточно сильно, что привело к образованию не только показанных на карте и фаунистически охарактеризованных вулканогенно-осадочных толщ (так, по конодонтам из яшм устанавливается наличие не только ордовикских, но и девонских базальтов), но также и габброидных комплексов. Возраст последних установлен на Восточно-Лазаревской площади, в скв. 10393 Sm-Nd-методом (рис. 4, табл. 5, аналитик А.Ю. Петрова) как  $(392 \pm 20)$  млн лет, что примерно соответствует верхней части нижнего—нижней части среднего девона\*. Геохимические характеристики базитов позволяют предполагать, что они были сформированы в островодужных (вероятно тыловодужных) условиях. Отметим, что и на Урале очень развит базитовый тыловодужный магматизм этого же возрастного интервала [Иванов, 1998; и др.].

## К СТРАТИГРАФИИ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА

Стратиграфия палеозойских толщ фундамента изучена пока недостаточно. Исключение составляют лишь небольшие блоки существенно карбонатных отложений девона—карбона (Ловинская площадь и др. [Богущ и др., 1975; Стратиграфия..., 2001; и др.]). Поэтому нами совместно с Р.Р. Якуповым предпринято изучение палеозойских терригенно-черносланцевых толщ с упором на поиски хитинозой. Из терригенно-сланцевых комплексов, преимущественно Шаимского района, на хитинозой была отобрана достаточно большая серия представительных проб. Результаты:

— Андреевская площадь, скв. 10374, глубина 1838 м. Темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники; выделено большое количество органических остатков, из которых определены хитинозой *Lagenochitina* sp., *?Conochitina* sp. Возраст ордовик—девон;

\* Проанализированная проба ВЛ 10393/2150 м представлена габбро, состоящим из сосюритизированного андезита, клинопироксена ряда диопсида, амфибола, рудного минерала. Первичная роговая обманка бурого цвета сохранилась в виде реликтов, большая ее часть замещена вторичным зеленым амфиболом и хлоритом. Клинопироксен с хорошо выраженной диааллаговой отдельностью обычно неизмененный. Есть редкие мелкие призмочки апатита, единичные — мелкого эпидота.

— Ловинское месторождение, скв. 9329, глубина 2316.4—2326.4 м. Глинисто-кремнистые сланцы, песчаники, где найдены *Desmochitina* (?*Eisenachitina*) sp., ?*Conochitina* sp. Возраст ордовик—девон;

— Средне-Мулымьинская площадь, скв. 10451, глубина 1798—1800 м. Углисто-кремнистые сланцы с *Conochitina* sp., *Lagenochitina* sp. Возраст вмещающих пород палеозой, ордовик—девон;

— Убинское месторождение, скв. 3718, глубина 1874—1881 м. Черные сланцы с прослоями полимиктовых песчаников. Выделено большое количество органических остатков, в том числе и хитинозой, из которых определены *Rhabdochitina* sp., *Syathochitina* sp. Возраст ордовик—ранний силур (заклучения Р.Р. Якупова).

Таким образом, широко развитая в фундаменте западной части Западной Сибири формация темных углеродистых глинисто-кремнистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов датирована по хитинозоям как ордовик—ранний силур. Однако полученный выход хитинозой (результативных проб) в целом оказался значительно ниже, чем ожидалось. Нами накоплен достаточно большой опыт изучения хитинозой в разнофациальных отложениях Урала и Тянь-Шаня. Соответственно из имеющегося керна более 400 скважин были отобраны наиболее перспективные на хитинозой литологические разности; и можно было ожидать, что 70—80 % из этих проб будут результативными. В наибольшей же части проб хитинозой не обнаружены, весьма возможно, по той причине, что вмещающие породы более молодые, чем время вымирания этой группы (поздний девон). Датированная по хитинозоям как ордовик—ранний силур формация темных углеродистых глинисто-кремнистых сланцев с прослоями песчаников и алевролитов относится, исходя из литологических особенностей, к батиальному терригенно-сланцевому комплексу, представленному сравнительно глубоководными отложениями континентального склона и подножия. Исследования этих отложений на Урале [Пучков, 1979; Иванов, 1998; и др.], равно как и в ряде других регионов (Тянь-Шань, Аппалачи и др.), показали, что для батиальных комплексов характерны конденсированные разрезы, образованные медленно накапливающимися кремнисто-сланцевыми формациями (иногда с пелагическими глинистыми известняками). Предположим, что по хитинозоям удалось датировать низы углисто-глинисто-кремнисто-терригенных толщ Шаимского района. Верхняя часть этих отложений, судя по отсутствию в них хитинозой, имеет, вероятно, каменноугольный возраст. Отметим, что на каменноугольный возраст этих отложений указывали и наши предшественники.

#### **О ВОЗРАСТЕ И СОСТАВЕ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА**

Исследовался керн, полученный нами из гранитоидных (гранитных и гранодиоритовых) массивов в пределах Адым-Юганской, Восточно-Окуневской, Восточно-Шебурской, Западно-Нялинской, Каменной, Окуневской, Северо-Каменной, Северо-Нялинской, Селяировской, Тетеревской, Толумской, Трехозерной, Узбекской, Урьевской и других нефтеразведочных площадей. По петрографическим и геохимическим данным [Иванов и др., 2007a], в пределах изученной части Западно-Сибирского мегабассейна выделяется как минимум три типа гранитоидов. В первом типе резко преобладают легкие лантаноиды над тяжелыми и отсутствует европиевая аномалия. Подобные тренды РЗЭ в пределах Уральского подвижного пояса установлены как для гранитоидных массивов активной континентальной окраины, так и для монцодиорит-гранитных массивов. Второй тип встречается значительно реже и отмечается для гранитоидов Северо-Каменной и Урьевской площадей. Для них характерно также резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми с наличием хорошо выраженной отрицательной европиевой аномалией. На Урале подобными трендами РЗЭ отличаются коллизионные раннепермские гранитоиды (Мурзинско-Адуйский и другие массивы). Третий тип встречается только в гранитоидах Адым-Юганской площади. Они имеют примерно равное отношение редких земель с небольшим нарастанием легких лантаноидов и присутствием слабой отрицательной европиевой аномалии. Подобные тренды РЗЭ больше свойственны плагиогранитам офиолитовых ассоциаций.

Среди массивов первого типа (а по-видимому, и вообще в западной части Западной Сибири) наиболее распространены породы монцодиорит-гранитной серии. Так, в фундаменте Шаимского нефтегазозносного района выделяется позднепалеозойская «гранитосланцевая ось», известная так же как Шаимско-Кузнецовский мегаантиклинорий Зауральского поднятия (его центральная осевая часть). Эта структура протягивается через весь Шаимский район (и далее в субмеридиональном направлении, более чем на 200 км), достигая в ширину 30—45 км. Здесь закартирован [Иванов и др., 2003; и др.] ряд кислых плутонов округлой и овальной формы. Их размеры по геофизическим и буровым данным варьируют от 17 до 30 км в диаметре. Обрамление массивов представлено метаморфическими породами зеленосланцевой фации, среди которых преобладают кварц-серицитовые сланцы. Несмотря на ограниченное количество скважин, вскрывших граниты, можно с большой долей уверенности предполагать, что кремнекислые плутоны имеют зональное строение. Так, керн из центральных частей гранитоидных массивов состоит из субщелочных диоритов и монцодиоритов, а из краевых зон — сиенитов и субщелочных гранитов.

Таблица 6.

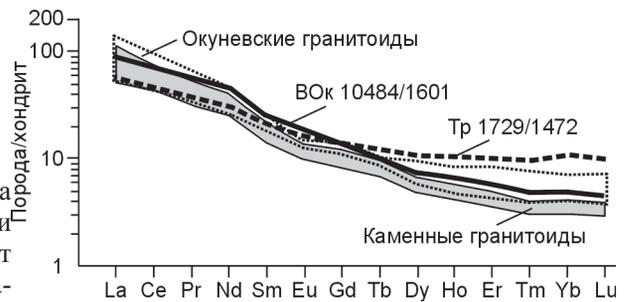
## Содержание микроэлементов (г/т) в гранитоидах Шаимского района

Элемент	Скважина				
	Ок 10480/1651	Ок 10486/1734	Ок 10486/1736	ВОк 10484/1601	Тр 1729/1472
Li	28.195	46.063	43.813	—	—
Be	0.999	2.100	2.807	2.929	2.588
Sc	14.783	8.188	5.726	13.218	11.616
Ti	3983.465	—	3236.695	5679.993	6339.716
V	147.918	55.351	60.438	114.056	98.851
Cr	1322.943	52.41	124.079	264.470	143.094
Mn	645.978	—	474.771	672.664	356.789
Co	28.808	7.363	8.818	21.103	19.180
Ni	439.892	27.822	46.610	103.905	61.240
Cu	38.327	34.357	31.844	46.353	24.479
Zn	60.372	77.711	54.829	97.556	58.294
Ga	13.068	34.445	18.930	23.885	18.493
Ge	0.228	1.287	0.255	—	—
As	71.556	1.841	2.797	—	—
Se	0.056	0.502	0.061	—	—
Rb	37.094	118.414	121.518	94.352	36.891
Sr	443.729	540.297	433.703	751.168	186.990
Y	17.871	10.542	13.787	14.015	18.959
Zr	98.911	59.046	181.719	134.884	73.853
Nb	8.159	10.812	18.831	12.013	10.092
Mo	0.334	0.717	0.501	20.468	0.429
Cd	0.616	0.092	0.743	—	—
Cs	2.883	3.098	3.072	3.132	1.716
Ba	226.513	798.691	573.363	849.269	486.085
La	17.697	30.388	44.259	28.204	16.084
Ce	38.732	58.598	81.631	58.867	34.477
Pr	4.385	6.871	8.476	6.949	4.251
Nd	16.764	25.89	29.319	26.189	17.071
Sm	3.722	4.118	4.864	4.560	3.698
Eu	0.991	1.035	1.055	1.304	1.118
Gd	3.305	0.433	3.924	3.561	3.316
Tb	0.486	3.098	0.458	0.460	0.553
Dy	3.137	1.94	2.473	2.373	3.359
Ho	0.645	0.363	0.464	0.472	0.739
Er	1.849	0.996	1.329	1.194	2.051
Tm	0.262	0.14	0.189	0.163	0.310
Yb	1.594	0.903	1.134	0.997	2.051
Lu	0.230	—	0.159	0.143	0.295
Hf	2.367	1.044	4.223	2.736	1.986
Ta	0.343	0.861	0.965	0.571	0.630
Tl	0.198	0.591	0.641	0.676	0.248
Pb	11.022	22.025	22.696	12.833	6.412
Bi	0.097	0.099	0.117	0.104	0.139
Th	5.677	13.85	24.482	4.664	2.745

Примечание. Ок — Окуневская площадь, ВОк — Восточно-Окуневская площадь, Тр — Трехозерная площадь.

Типичным примером плутонита из центральной части массива может служить kern из скв. Восточно-Окуневской площади (ВОк 10484), отобранный с глубины 1601 м. Текстура пород — гнейсовидная, структура — порфиroidная и среднезернистая. В виде порфиroidных выделений отмечается в основном плагиоклаз. У «основной массы» структура — пойкилитовая, монцонитоидная. Минеральный состав: кварц, плагиоклаз, железистый флогопит, амфибол (эднит — в центре зерен, в краях — магнетитовая роговая обманка), КПШ, акцессорные минералы. Последние представлены титанитом, апатитом, эпидотом, цирконом, магнетитом и сульфидами. Минеральный и химический состав породы ( $\text{SiO}_2$  56.18 %;  $\text{Na}_2\text{O}$  3.70 %;  $\text{K}_2\text{O}$  2.94 %) позволяет относить ее к кварцевым монцодиоритам. Она характеризуется повышенными содержаниями (г/т): Ti (до 5700), V (до 114), Cr (до 264), Mn (до 673), Ni (до 104), Sr (до 750), Zr (до 135) и Ba (до 850).

**Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированное на хондрит (значения для нормализации, по: [Sun, 1982]), для гранитоидов Шаимского района.**

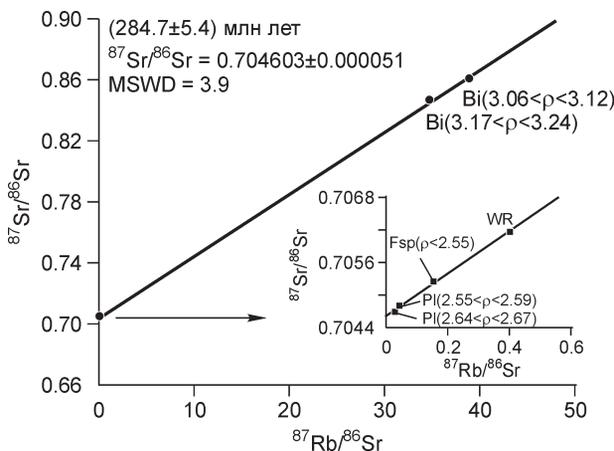


Примером плутона из краевой части массива может служить керн из скв. Окуневской площади (Ок 10486), отобранный с глубины 1734 м. Он имеет слабогнеисовидную текстуру, среднезернистую гранитную структуру. Порода состоит из альбит-олигоклаза, микроклина, кварца, слюды ряда аннит-флогопит, железистого эденита и акцессорного титанита, циркона и сульфидов. Количество темноцветов не более 7—10 %. Минеральный и химический состав ( $\text{SiO}_2$  66.24 %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  8.66 %) позволяет относить породу к кварцевым сиенитам. Она характеризуется повышенными содержаниями (г/т): V (до 55), Cr (до 52), Ni (до 28), Sr (до 540), Zr (до 59) и Ba (до 800).

В целом содержание микроэлементов незначительно варьирует от средних к кислым разностям пород. Так, в монцодиоритах преобладают Ni, Co, V, Ti, Cr, а в монцонитах — Li, B, Cs и другие элементы, типоморфные для кислых пород (табл. 6). Распределение редких земель во всех типах гранитоидов достаточно однотипно и показывает сильное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми с отсутствием европиевой аномалии (рис. 5). Такая же картина характерна и для гранитоидов из ряда других площадей. Так, кварцевые монцониты из Каменной площади, слагающие крупный плутон северо-восточнее Шаимского района, имеют подобное распределение РЗЭ (см. рис. 5) и других элементов. При нормировании содержания редких элементов в примитивной мантии на тренде распределения отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии по титану, гафнию, ниобию, торию и слабые положительные аномалии по стронцию, цезию.

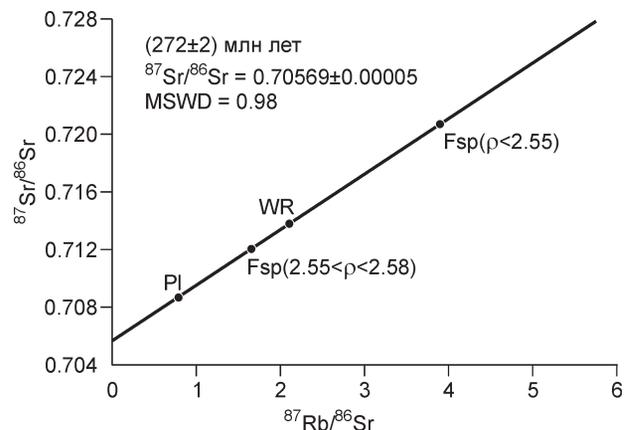
Подобные тренды РЗЭ в пределах Уральского складчатого пояса установлены как для гранитоидных массивов активной континентальной окраины (Шарташский, Шабровский, Каменный и др.), так и для монцодиорит-гранитных массивов (Увильдинский, Степнинский и т. д.) [Орогенный... магматизм..., 1994; и др.]. Тренды последних комплексов наиболее близки к кривым распределения РЗЭ, редких и рассеянных элементов в гранитоидах «гранитосланцевой оси» Шаимского района.

Для гранитоидных плутонов западной части Западной Сибири наиболее типичен позднекаменноугольный и особенно раннепермский возраст. Так, представительная (по шести точкам) Rb-Sr-изохрона из описанного выше кварцевого монцодиорита Восточно-Окуневской площади (ВОк 10484) дала  $(284.7 \pm 5.4)$  млн лет (рис. 6, табл. 7). Rb-Sr-изохрона по субщелочному лейкограниту Северо-Каменной площади (скв. 204) определяет возраст как  $(272 \pm 2)$  млн лет (рис. 7, табл. 8; см. также [Иванов и др., 2005]).



**Рис. 6. Rb-Sr-изохрона для монцодиоритов Восточно-Окуневской площади (скв. 10484, глубина 1601 м).**

Здесь и далее Bi — биотит, PI — плагиоклаз, Fsp — калиевый полевой шпат, WR — валовая проба.



**Рис. 7. Rb-Sr-изохрона для субщелочных лейкогранитов Северо-Каменной площади (скв. 204, глубина 2796.6 м).**

Таблица 7. Результаты Rb-Sr-датирования в монцодиорите Восточно-Окуневской площади (скв. 10484, гл. 1601 м)

Проба	Rb, ppm	Sr, ppm	<sup>85</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	±2σ	<sup>86</sup> Sr/ <sup>87</sup> Sr	±2σ
Плагиоклаз (2.55—2.59)	19.79	1300	0.0441	0.0004	0.7048	0.000035
» (2.64—2.67)	12.11	1257	0.0279	0.0003	0.7047	0.000035
КПШ (<2.55)	64.32	1217	0.1530	0.0015	0.7053	0.000035
Порода	103.8	754	0.3984	0.0040	0.7062	0.000035
Биотит (3.17—3.24)	410.8	33.99	34.9667	0.3497	0.8470	0.000047
» (3.06—3.12)	446.6	33.26	38.8461	0.3885	0.8617	0.000043

Таблица 8. Результаты Rb-Sr-датирования в гранодиорите Северо-Каменной площади (скв. 204, гл. 2796.6 м)

Проба	Rb, ppm	Sr, ppm	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	±2σ	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	±2σ
Порода	159	219	2.1037	0.0210	0.7139	0.000020
Мусковит	816	20.4	115.75	1.1575	1.1523	0.000180
Хлорит	249	66.0	10.904	0.1090	0.7442	0.000074
Альбит (2.65 < r < 2.76)	59.8	215	0.8050	0.0081	0.7088	0.000021
КПШ (2.55 < r < 2.58)	200	349	1.6610	0.0166	0.7121	0.000026
» (r < 2.58)	438	325	3.8977	0.0390	0.7208	0.000022

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ТОЛЩ ФУНДАМЕНТА

Приведенные новые данные по геологии фундамента запада Западно-Сибирского мегабассейна весьма существенны для понимания его строения и геологической истории. Однако нерешенных проблем еще очень много. Одна из главных — это проблема объема и даже наличия докембрийских образований в фундаменте Западной Сибири. В соответствии со всеми имеющимися стратиграфическими схемами расчленения и корреляции отложений фундамента этого региона наиболее древними образованиями описываемого региона считаются метаморфические толщи, слагающие ядра антиклинориев [Решения..., 1999; и др.]. Так, согласно работе [Стратиграфия..., 2001], в основании разреза Тагильского СФР (структурно-фациального района) залегают кристаллические сланцы и гнейсы, Березово-Сартыньинского, Шеркалинского и Шаимского — метаортосланцы, Красноленинского — хлорит-альбитовые, биотит-хлорит-карбонат-кварцевые сланцы мощностью более 100 м; все эти районы входят в площадь нашей карты (см. рис. 2). Рассмотренные метаморфические толщи Е.А. Елкин и др. [Стратиграфия..., 2001] считают нерасчлененным докембрием. Близкой точки зрения придерживаются и другие авторы [Решения..., 1999; и др.]. В.И. Краснов и др. [1993] относят эти толщи к протерозою в целом, А.Э. Конторович и др. [1975] — условно к позднему протерозою. Высказывались и другие мнения о рифейском возрасте этих метаморфических комплексов, достаточно распространены те представления, согласно которым метаморфиты зеленосланцевой фации считаются рифейскими, а сильнее метаморфизованные толщи — протерозойскими. Более детальное рассмотрение всех точек зрения по этому вопросу вряд ли целесообразно по той причине, что нет объективных данных (именно данных, а не мнений), свидетельствующих о докембрийском возрасте метаморфических толщ описываемой территории Западной Сибири. В наиболее изученной части этого региона, т. е. в пределах восточного сектора Урала (Тагильском СФР), нет надежных данных о присутствии докембрийских образований среди метаморфических толщ — здесь надежно установлен средне-позднепалеозойский возраст их метаморфизма и существуют в разной степени обоснованные предположения о наличии докембрийских образований в субстрате, по которому образовывались эти комплексы.

Наиболее детально картирование фундамента проводилось К.С. Ивановым и др. [2003; и др.] в Шаимском районе (масштаб 1:200 000); при этом исследовался и возраст метаморфических комплексов, относившихся ранее к докембрию. Метаморфические толщи слагают здесь гранитосланцевую ось, известную как Шаимско-Кузнецовский мегаантиклинорий. «Гранитосланцевая ось» характеризуется региональной отрицательной гравиметрической аномалией. Локальные отрицательные аномалии в пределах этой структуры интерпретируются как позднепалеозойские массивы гранитоидов, а обрамление этих аномалий — как вмещающие метаморфические сланцы. Полученные результаты согласуются с данными бурения. Раннепермский возраст гранитоидов устанавливается, например, в скв. Восточно-Окуневская 10484: (279 ± 7) млн лет (K-Ar-метод) и (284 ± 5) млн лет (Rb-Sr-изохрона) (см. рис. 6). Обрамление гранитов сложено сланцами зеленосланцевой фации; возраст метаморфизма позднекарбонный—раннепермский ((279 ± 8) млн лет; K-Ar-метод [Иванов и др., 2005]).

Возраст субстрата метаморфических сланцев Шаимского района изучался U-Pb-методом по циркону и Sm-Nd-методом. Анализ изотопного состава U- и Pb-цирконов из метаморфических сланцев проводился в лаборатории радиогеологии ИГГ УрО РАН совместно с немецкими коллегами (Ю.Л. Ронкиным, Р. Мецгером, С. Синдерном и др.). Для анализа отбирали единичные наиболее совершенные кристаллы. В результате возраст исходных пород характеризуется 360—385 млн лет, что соответствует среднему и позднему девону [Иванов и др., 2005]. Таким образом, в целом ядра антиклинорий западной части Западной Сибири сложены, по всей видимости, не докембрийскими, а палеозойскими глубинными магматическими и метаморфическими комплексами, т.е. образованиями нижней и средней частей земной коры.

Отметим, что для всей территории этого региона (за всю историю изучения) пока не получено прямых надежных данных о наличии докембрийских образований. Сказанное не означает отрицание возможности их присутствия; исследования необходимо продолжать. Однако уже сейчас ясно, что если докембрийские образования все же и будут обнаружены в будущем в Западной Сибири, то их объем вряд ли может быть таким значительным (особенно в западной и центральной частях мегабассейна), как это казалось ранее многим исследователям.

Таким образом, если не считать отмеченный выше условный докембрий, то наиболее древним образованием района стала бы считаться ахтынтурская толща, сложенная яшмами и кремнями. Мощность толщи [Краснов и др., 1993; и др.] 150 м, в соответствии со стратиграфическими схемами [Стратиграфия..., 2001; и др.] она относится к ордовику и силуру в их полном объеме, однако и нижняя, и верхняя границы толщи условны. Ахтынтурская толща была выделена [Краснов и др., 1993; Решения..., 1999] в Березово-Саргыннинском СФР с типовым разрезом по скв. Ахтынтурская-201Р, где в инт. 1690—1719 м вскрыты яшмы и кремнисто-глинистые сланцы с радиоляриями *Cenellipsis* sp., *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Druppula* sp., *Stylophaera* sp., *Xiphostylus* sp. (определения Р.Х. Липман) [Богуш и др., 1975]. Во всех работах [Богуш и др., 1975; Краснов и др., 1993; Решения..., 1999; Стратиграфия..., 2001; и др.] считается, что эти радиолярии «указывают на ордовикско-силурийский возраст пород». К сожалению, это не так. Радиолярии палеозоя в 60—70-х годах прошлого века изучены еще недостаточно. И сейчас (в соответствии с заключением специалиста по радиоляриям Э.О. Амона) этот список свидетельствует лишь о фанерозойском возрасте. Поэтому, а также руководствуясь структурными соображениями и корреляциями с другими районами, эта яшмовая толща условно отнесена к среднему палеозою, возможно девону. Керны скважин Ахтынтурской площади для исследования современными методами не удалось обнаружить.

Следовательно, исходя из отмеченных выше данных, наиболее древними из установленных на настоящее время комплексов фундамента западной части Западной Сибири следует, по всей вероятности, считать ордовикские офиолитовые комплексы. Возможно, одновозрастными с ними являются датированные по хитинозоям как ордовик—ранний силур терригенно-черносланцевые отложения, формировавшиеся, однако, в иной геодинамической обстановке (континентального склона и подножия).

Офиолиты образуют не единые разрезы, а представлены главным образом неполными фрагментами, тектонически скученными с другими толщами. Повышенное содержание никеля и отсутствие кальция в оливине указывают на реститогенную природу лерцолитов. На диаграмме отношения хромистости и магнезиальности шпинелиды из ультраосновных пород Шаимского района попадают в поле абиссальных перидотитов. При содержании в лерцолитах СаО (1.6—2.2 мас.%) количество нормативного диопсида достигает 5—6 %, что свидетельствует о слабой деплетированности гипербазитов. На графике хромистость шпинелида—железистость оливина, позволяющем оценить степень деплетированности, составы лерцолитов попадают в область, отвечающую 5—10 % степени выплавления MORB-базальтов из первичного неистощенного мантийного источника. Степень частичного плавления мантийных шпинелевых перидотитов также может быть оценена по величине хромистости шпинелида [Hellebrand et al., 2001]. Для шаимских хромшпинелидов степень частичного плавления варьирует от 3.4 до 6.9 %.

Описанные шпинелевые лерцолиты это, вероятно, — реликты меланократового основания раннепалеозойского (Уральского?) палеоокеана, образовавшегося в результате ордовикского рифтинга континентальной коры. Так, в пределах Урала наиболее близкими по возрасту и составу аналогами офиолитов Шаимского района являются позднеордовикский шемурский комплекс Тагильской СФЗ Среднего и Северного Урала и верхняя (также позднеордовикская) часть сугралинского базальтового комплекса Сакмарской зоны Южного Урала. Установлено, что эти уральские комплексы по своим геохимическим особенностям соответствуют формациям задуговых окраинных морей, а не срединно-океанических хребтов [Иванов, 1998; и др.].

Завершением палеозойской геодинамической истории рассматриваемого региона явилась коллизия, сопровождавшаяся складчатостью, тектоническим скучиванием, внедрением гранитных плутонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего Западно-Сибирского мегабассейна, определяется (на основании ряда Rb-Sr-изохрон и других данных) как раннепермский.

В целом плутоны из «гранитосланцевой оси» Шаимского района характеризуются большим набором сходных черт с монцодиорит-гранитными комплексами Урала: 1) субщелочным составом средних и кислых пород, слагающих плутоны; 2) кольцевым строением массивов, где центральная часть сложена кварцевыми монцодиоритами и субщелочными диоритами, а краевая часть — более кислыми гранитоидами (кварцевыми монцонитами); 3) геохимическими особенностями не только по РЗЭ, но и по другим редким и рассеянным элементам; 4) «гранитосланцевой осью» Шаимского района, представляющей собой цепочку массивов, что также свойственно монцодиорит-гранитным сериям в пределах Уральского складчатого пояса. Кроме того, раннепермский возраст восточно-окуневских монцодиоритов (284 млн лет, см. выше) достаточно хорошо согласуется с возрастом уральских монцодиорит-гранитных комплексов. На Урале возраст подобных массивов также составляет примерно 280 млн лет [Смирнов и др., 2004; Веа et al., 2005; и др.].

В постпалеозойской истории развития фундамента Западной Сибири важнейшим является триасовый период, где в это время (преимущественно в самых низах триаса [Медведев и др., 2003]) развивался рифтогенез, формирование системы грабен, а также подъем интрузивных и метаморфических комплексов, слагающих ядра «антиклинориев». Выведение к поверхности мегаблоков, сложенных глубинными комплексами, осуществлялось в результате их подъема на уровень верхней коры при разрыве и (или) растяжении последней. Время начала растяжения, видимо, раннетриасовое. Показано, что триасовый вулканизм — есть результат рассеянного рифтогенеза, происходившего во время триасового постколлизийного субширотного растяжения Урала и заложения Западно-Сибирского мегабассейна, которые тесно связаны между собой.

По данным К-Аг-метода выявлены этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы в мезозое [Федоров и др., 2004в]. Исследовалась взаимосвязь тектоники фундамента и осадочного орточехла Западно-Сибирской платформы. Использовано 167 определений К-Аг-возраста базальтов и липаритов туринской серии (плюс более 250 анализов — по Уралу). Известно, что эти вулканы хорошо фиксируемым несогласием перекрываются юрскими осадками. Поэтому значительная часть датировок вулканических пород указывает не на время их образования, а на время вторичных изменений пород, которые связаны с эпохами тектонотермальной активности территории. Выделены следующие этапы эндогенной активности региона: 1) поздняя пермь—ранний и средний триас (пик 250—230 млн лет) — рифтогенез и интенсивный вулканизм; 2) ранняя юра (210—200 млн лет) — короткая, но интенсивная вспышка тектонической активности с одновременным поднятием территории; 3) средняя юра (180—160 млн лет) — тектонический этап, сопровождавшийся дифференцированными поднятиями и опусканиями территории, накопление континентальных осадков тюменской свиты; 4) ранний мел (пик 130—120 млн лет) — новая вспышка тектонической активности, формирование песчано-глинистой морской клиноформной формации; 5) поздний мел—ранний палеоген (пик 80—70 млн лет) — тектоническая активность с медленным затуханием. Наиболее спокойная тектоническая обстановка была в конце позднего триаса, в конце ранней юры, в поздней юре и баррем-аптском веках раннего мела. С этими этапами в орточехле связано накопление глинистых отложений тогурской и радомской пачек (конец ранней—начало средней юры), абалакской, баженовской и даниловской свит (поздняя юра—низы раннего мела), алымского горизонта (ранний апт).

Источник этих импульсов повышенной тектонической активности, скорее всего, мантийный. Во всяком случае в настоящее время так считают большинство геологов. Данные (наши и других исследователей [Добрецов, 2003; и др.]) по синхронизации тектонических событий в Западной Сибири и окружающих регионах подтверждают это предположение. Применительно к территории Западной Сибири это означает, что постпалеозойская тектоническая активность захватывала всю земную кору. Она приводила к дифференцированным движениям блоков фундамента, к вторичным преобразованиям пород, его слагающих, и определяла геодинамический режим седиментации толщ, слагающих осадочный чехол.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные результаты изучения сводятся к следующему:

1. На основании комплексных геолого-геофизических исследований и картирования крупных сегментов территории разработана новая схема структурно-формационных зон фундамента западной части Западно-Сибирской плиты.

2. Составлена новая геологическая карта доюрского основания западной части ХМАО. Новое тектоническое районирование и новая геологическая карта доюрского основания лучше соответствуют известной в настоящее время геолого-геофизической информации и могут служить базой для создания более детальных карт. В свою очередь, это будет способствовать развитию представлений о геологическом строении данной территории и правильной оценке перспектив ее нефтеносности.

3. В результате выполненных исследований получен значительный объем новых геологических данных о фундаменте западной части Западно-Сибирского мегабассейна. Изучение осадочных, магматических и метаморфических комплексов Урала и запада Западной Сибири показывает их несомненное

сходство. В строении фундамента территории установлено много общего с открытым Уралом. По составу, возрасту и структурам многие геологические комплексы этих двух регионов аналогичны, что подтверждает ранее обоснованное предположение, согласно которому фундамент этой части Западной Сибири сложен структурно-формационными комплексами палеозоя Уральского складчатого пояса. Наряду с этим, выявлены и различия между ними, главные из которых — это существенные отличия в характере тектоники и значительно более широкое развитие (по сравнению с Уралом) вулканогенных толщ триаса в фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна.

4. Исследованы офиолиты и другие мафит-ультрамафитовые комплексы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа. Офиолиты образуют чаще всего не единые разрезы, а представлены главным образом фрагментами, тектонически скученными с другими толщами. Наиболее полный палеозойский офиолитовый комплекс, сложенный меланжированными серпентинитами, габброидами, плагиогранитами, базальтами с прослоями яшм, изучен в Шаимском районе. Здесь в яшмах обнаружены позднеордовикские радиоларии и конодонты, это наиболее древний из пока установленных комплексов фундамента западной части Западной Сибири. Возможно, одновозрастными являются датированные по хитинозоям как ордовик—ранний силур терригенно-черносланцевые отложения, формировавшиеся, вероятно, в обстановке континентального склона и подножия.

Изучены слабоизмененные шпинелевые лерцолиты, составы которых попадают в область, отвечающую примерно 5 % степени выплавления MOR-базальтов из первичного неистощенного мантийного источника. Температура образования гипербазитов оценена как 1109—1206 °С, давление — 10.5 кбар. Лерцолиты характеризуются повышенными содержаниями никеля и хрома, близкими к породам офиолитовой ассоциации. Видимо, шпинелевые лерцолиты — это реликты меланократового основания раннепалеозойского (Уральского?) палеоокеана.

Как и на Урале, по конодонтам из яшм установлено наличие не только ордовикских, но и девонских базальтов, а также и габброидных комплексов ( $392 \pm 20$  млн лет, Sm-Nd-метод).

5. Завершает палеозойскую геодинамическую историю региона коллизия, сопровождавшаяся складчатостью, тектоническим скучиванием, внедрением гранитных плутонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы всей огромной территории будущего этого мегабассейна, определяется как раннепермский. Проведены исследования состава, возраста, формационной и геодинамической природы гранитоидных плутонов ряда площадей западной части Западно-Сибирского мегабассейна. Получен ряд изохрон и изотопных характеристик, позволяющих обоснованно судить как о генезисе и возрасте собственно гранитных плутонов, так и об их последующих преобразованиях. Выделено три типа гранитоидов, среди которых преобладают породы монцоидорит-гранитной серии и которые подобны своим аналогам, развитым в пределах восточного сектора Урала. Установленный в пределах открытого Урала эпизод субщелочного гранитного магматизма, проявившийся около 280 млн лет назад, охватывал существенно большие территории, чем это было известно ранее.

Исследования поддержаны программой ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», РФФИ (грант 06-05-64133) и интеграционной программой Уральского и Сибирского отделений РАН (научный руководитель проекта академик А.Э. Конторович).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Богущ О.И., Бочкарев В.С., Юферов О.В.** Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, Наука, 1975, 52 с.

**Бочкарев В.С., Криночкин В.Г.** Докембрийские и палеозойские формации Западной Сибири // Тектоника платформенных областей. М., Наука, 1988, с. 80—104.

**Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.** Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 120—143.

**Геология СССР.** Западно-Сибирская низменность. Геологическое описание / Ред. Н.Н. Ростовцев. М., Недра, 1964, т. 44, ч. 1, 550 с.

**Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

**Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов А.И., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Каштанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кринин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г.** Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинклизы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (6), с. 633—650.

**Иванов К.С.** Основные черты геологической истории (1.6—0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 1998, 252 с.

**Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н., Погромская О.Э., Ерохин Ю.В., Князева И.В., Калеганов Б.А.** Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2003, т. 1, с. 102—113.

**Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Федоров Ю.Н., Сажнова И.А., Глебов А.Ф., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Криночкин В.Г.** Создание новой геологической карты фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна — важная задача ближайшего будущего // Горные ведомости, 2004а, № 7, с. 26—37.

**Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Кошевой В.Н., Кормильцев В.В., Печеркин М.Ф., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Калеганов Б.А., Сурина О.В., Князева И.В.** Строение зоны сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Литосфера, 2004б, № 2, с. 108—124.

**Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В.** Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50-летнего изучения // Литосфера, 2005, № 3, с. 117—135.

**Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Клец А.Г., Сажнова И.А.** Гранитоидные комплексы фундамента Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири. Тюмень, ФГУП «ЗапСибНИИГГ», 2007а, с. 49—56.

**Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Ерохин Ю.В., Бороздина Г.Н.** О возрасте и составе офиолитов фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Докл. РАН, 2007б, т. 413, № 4, с. 535—540.

**Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С., Казаненков В.А., Сараев С.В., Симонов В.А., Фомин А.Н.** Геодинамическая модель доюрского основания — основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2007, т. 1, с. 79—90.

**Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А.** Геология нефти и газа Западной Сибири. М., Недра, 1975, 690 с.

**Конторович А.Э., Иванов И.А., Ковешников А.Е., Краснов В.И., Перозин Г.Н.** Геологические условия нефтегазоносности верхней части палеозойского разреза Западной Сибири // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. Новосибирск, Наука, 1991, с. 152—171.

**Конторович А.Э., Данилова В.П., Костырева Е.А., Стасова О.Ф.** Геохимия и генезис палеозойских нефтей Западной Сибири // Геохимия, 1998, № 1, с. 3—17.

**Конторович А.Э., Варламов А.И., Гражданкин Д.В., Карлова Г.А., Клец А.Г., Конторович В.А., Сараев С.В., Терлеев А.А., Беляев С.Ю., Вараксина И.В., Ефимов А.С., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Постников А.А., Филиппов Ю.Ф.** Разрез венда восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-3) // Геология и геофизика, 2008а, т. 49 (12), с. 1238—1248.

**Конторович А.Э., Варламов А.И., Емешев В.Г., Ефимов А.С., Клец А.Г., Комаров А.В., Конторович В.А., Коровников И.В., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Вараксина И.В., Глинских В.Н., Лучинина В.А., Новожилова Н.В., Пегель Т.В., Сенников Н.В., Тимохин А.В.** Новый тип разреза кембрия в восточной части Западно-Сибирской плиты (по результатам бурения параметрической скважины Восток-1) // Геология и геофизика, 2008б, т. 49 (11), с. 1119—1128.

**Конторович В.А.** Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (5), с. 538—547.

**Краснов В.И., Исаев Г.Д., Асташкина В.Ф., Бочкарев В.С., Дубатов В.Н., Кульков Н.П., Макаренко С.Н., Мирецкая Н.М., Нефедов В.А., Перегоедов Л.Г., Савина Н.И., Саев В.И., Сердюк З.Я.** Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1993, с. 47—78.

**Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П.** Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 617—620.

**Орогенный** гранитоидный магматизм Урала. Миасс, УрО РАН, 1994, 247 с.

**Пейве А.В., Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечехин В.М., Пучков В.Н.** Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000. М., ГУГК, 1976.

- Перчук Л.Л.** Усовершенствование двупироксенового термометра для глубинных перидотитов // Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 456—459.
- Пучков В.Н.** Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М., Наука, 1979, 260 с.
- Пушкарев Е.В.** Истощенные лерцолиты Хабарнинского массива на Южном Урале // Ежегодник-1997 ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998, с. 109—111.
- Решения** Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, СНИИГиМС, 1999, 80 с.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Богатов В.И.** Результаты Rb-Sr-датирования субщелочных гранитов Газетинского массива (Средний Урал) // Литосфера, 2004, № 1, с. 65—69.
- Соболев И.Д., Автонец С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А.** Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 (объяснительная записка). Свердловск, Уралгеология, 1986, 168 с.
- Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири / Е.А. Елкин, В.И. Краснов, Н.К. Бахарев, Е.В. Белова, В.Н. Дубатов, Н.Г. Изох, А.Г. Клец, А.Э. Конторович, Л.Г. Перегодов, Н.В. Сенников, И.Г. Тимохина, В.Г. Хромых. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 163 с.
- Сурков В.С., Жеро О.Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 143 с.
- Сурков В.С., Трофимук А.А.** Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1986, 149 с.
- Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Захаров С.Г., Кормильцев В.В., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э., Князева И.В., Ронкин Ю.Л., Каретин Ю.С., Сурина О.В., Пуртова С.И., Глушко Н.К.** Геологическое строение и стратиграфия триасовых отложений Северо-Сосьвинского грабена // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2003, т. 1, с. 114—123.
- Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Кормильцев В.В.** Тектоническое строение Приуральской части фундамента Западно-Сибирского мегабассейна // Там же. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2004а, т. 1, с. 91—102.
- Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Садыков М.Р., Печеркин М.Ф., Криночкин В.Г., Захаров С.Г., Краснобаев А.А., Ерохин Ю.В.** Строение и перспективы нефтегазоносности доюрского комплекса территории ХМАО: новые подходы и методы // Там же. Ханты-Мансийск, ИздатНаукаСервис, 2004б, т. 1, с. 79—90.
- Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А., Калеганов Б.А.** Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг метода датирования) // Докл. РАН, 2004в, т. 397, № 2, с. 239—242.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во МГУ, 1997, 319 с.
- Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Борисов Д.Р., Быков В.Н.** ЯПР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург, Наука, 1996, 136 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Smirnov V.N., Molina Palma J.M.** Deformation-driven differentiation of granite magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia // Lithos, 2005, v. 81, p. 209—233.
- Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W.** Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature, 2001, v. 410, p. 677—681.
- Mercier J.-C.C.** Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics, 1980, № 70, p. 1—37.
- Sun S.S.** Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, p. 179—192.

*Поступила в редакцию  
28 августа 2008 г.*