

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

К.С. Иванов*, В.А. Коротеев*, Ю.Н. Федоров**, В.Н. Кошевой**, В.В. Кормильцев***,
М.Ф. Печеркин****, Ю.В. Ерохин*, О.Э. Погромская*, Ю.Л. Ронкин*,
Б.А. Калеганов*, О.В. Сурина**, И.В. Князева**

*Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: ivanovks@igg.uran.ru

**Уральская государственная горно-геологическая академия
620014, Екатеринбург, Куйбышева, 30
E-mail: igg.gin@ustga.ru

***Институт геофизики Уральского отделения РАН
620016, Екатеринбург, Амундсена, 100
E-mail: korm@igeoph.mplik.ru

****ООО «Лукойл-Западная Сибирь», ТПП Урайнефтегаз
628285, Ханты-Мансийский АО, г. Урай, ул. Ленина, 116 а
E-mail: lsvechnikov@urai.com.ru

Поступила в редакцию 28 апреля 2003 г.

На основании комплексных геолого-геофизических исследований составлена геологическая карта масштаба 1:500000 доюрского фундамента Северо-Сосьвинского района. Нижний структурный этаж территории – это Урал, представленный Тагильской мегазоной, где вулканиты образуют единый формационный ряд развивающейся островодужной системы. Средним этажом является выделенный нами триасовый Северо-Сосьвинский грабен. В грабене выделены три формации – нижняя базальтовая, средняя – базальт-терригенная, и верхняя – терригенная. Позднетриасовый возраст последней установлен по споро-пыльцевым комплексам. Среднетриасовый возраст базальт-терригенной формации установлен К-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd методами. В истории формирования грабена выделяется два этапа: 1. Ранне-среднетриасовый. Ограниченное постколлизивное растяжение. Формирование грабена, ограниченного сбросами, образование базальтовой и базальт-терригенной формаций. 2. Позднетриасовый. Формирование асимметричной структуры («полуграбена»). Формирование листрического разлома в западном борту грабена. Поворот по этому разлому крупного блока коры, в результате чего нижние слои грабена вышли на уровень эрозионного среза. В западной части грабена – формирование приразломных мульд. Этот триасовый вулканизм есть результат рассеянного рифтогенеза и связан с субширотным растяжением Урала и заложением Западно-Сибирского мегабассейна.

Ключевые слова: Урал, Западно-Сибирский бассейн, грабен, растяжение, палеозой, триас.

STRUCTURE OF THE CONJUNCTION ZONE BETWEEN THE CIS-URALS AND WEST-SIBERIAN OIL-GAS-CONTAINING MEGABASIN

K.S. Ivanov*, V.A. Koroteev*, Yu.N. Fedorov**, V.N. Koshevoi**, V.V. Kormiltsev***,
M.F. Pechorkin****, Yu.V. Yerokhin*, O.E. Pogromskaya*, Yu.L. Ronkin*,
B.A. Kaleganov*, O.V. Surina**, I.V. Knyazeva**

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

**Urals State Mining-Geological Academy

***Institute of Geophysics, Urals Branch of RAS

****«Lukoil-West Siberia», Urainephtegas

A geological map of 1:500000 scale of Prejurassic foundation of the North-Sosva area is composed. The lower structural stage of the territory is the Urals folded belt represented by the Tagil megazone,

where volcanites form a single formational series of the developing island-arc system. The middle stage is the Triassic North-Sosva graben. In the graben three formations are distinguished – lower basalt, middle – basalt-terrigenous and upper – terrigenous. Late Triassic age of the last one is established according to sporo-pollinic complexes. Middle Triassic age of the basalt-terrigenous formation is established by K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd methods. In the history of the graben formation two stages are distinguished: 1. Early-middle Triassic. Limited post-collision extension. Formation of the graben limited by faults, formation of basalt and basalt-terrigenous formations. 2. Late Triassic. Formation of asymmetric structure («semigraben»). Formation of the listric fault in the western margin of the graben. The turn of a huge block of crust through this fault, in the result of which lower beds of the graben came out to the level of the erosion. In the graben western part it occurred the formation of the near-fault troughs. This Triassic volcanism is the result of scattered riftogenesis and connected with sublatitudinal extension of the Urals and the initial stage of the West-Siberian megabasin.

Key words: *the Urals, West-Siberian basin, graben, extension, Paleozoic, Triassic.*

Введение

Урал является частью одного из крупнейших складчатых поясов палеозоя (Урало-Монгольского пояса) и расположен на стыке протерозойского Восточно-Европейского кратона и молодого Западно-Сибирского бассейна. Урал прошел полный цикл геодинамического развития, включая этапы предрифтовый, континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужный, коллизионный и пост-коллизионного растяжения. Развитые на Урале офиолиты, островодужные и другие комплексы являются одними из наиболее представительных и хорошо сохранившихся в мире. Поэтому Урал является ключевым объектом для понимания процессов эволюции линейных поясов.

Уральский складчатый пояс является естественной западной границей Западно-Сибирского мегабассейна. Слагающие восточный сектор Урала структурно-формационные зоны (Тагильская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская) имеют в целом северо-северо-восточные простирания и, с юга на север, одна за другой постепенно погружаются под мезокайнозойские осадки Западно-Сибирского мегабассейна. Есть все основания полагать, что фундаментом по крайней мере западной части мегабассейна являются именно восточные зоны Урала. Исследования геологических комплексов крайнего востока Урала важны для понимания природы фундамента Западно-Сибирского мегабассейна и формирования структур осадочных толщ чехла, а также для более адекватной

интерпретации геофизической информации (сейсмических профилей и др.). Характер и природа границы между Уралом и Западно-Сибирским бассейном до сих пор однозначно не установлены, накапливается все больше фактов, не укладывающихся в простую схему трансгрессивного перекрытия осадками Западно-Сибирского бассейна уже сформированного Уральского складчатого пояса. Есть основания предполагать, что Урал и Западно-Сибирский бассейн возникли в ходе единого мегацикла геодинамического развития, причем Западно-Сибирский бассейн является хинтерландовым по отношению к Уралу и его формирование есть, во многом, результат продолжающихся тектонических процессов, сформировавших Урал, где их и можно изучать. Таким образом, комплексные геолого-геофизические исследования по этой теме имеют большое теоретическое и практическое значение.

Уральский складчатый пояс является одним из уникальных объектов для реконструкции процессов палеозойской геодинамики. Его изучение предоставляет исключительную возможность для проверки фундаментальных современных гипотез рифтогенеза, процессов формирования океанических и островодужных бассейнов разного типа и их последующего отмирания при коллизии и связанных с этим процессов генерации континентальной коры. Изучение процессов, протекающих при переходе от коллизии к пост-коллизионному растяжению, – одна из главных целей наших исследований. Решением выездной сессией Бюро Отделения геологии, геохимии, геофизики и гор-

ных наук РАН под руководством академиков РАН Д.В. Рундквиста и Ю.Г. Леонова (Москва-Уфа-Екатеринбург-Москва, март 2001) исследования природы зоны сочленения Урала и Западной Сибири признаны наиболее важными и было рекомендовано их провести.

Основные структуры изучаемой территории

В 2001–2003 гг. нами проведены комплексные геологические исследования и составлены геологические карты масштаба 1:500 000 фундамента Северо-Сосьвинского района (рис. 1, 2).

В административном отношении рассматриваемая территория входит в состав Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области, охватывает зону сочленения восточного склона Урала и Западно-Сибирского мегабассейна, занимая более 6 листов масштаба 1:200000 (Р-41-I;II;VII;VIII;XIII;XIV). Площадь исследований имеет протяженность 300 км по меридиану, при ширине 110 км и практически полностью находится в зоне Тагильского мегасинклинория, палеозойские структурно-вещественные комплексы которого на крайнем западе территории выходят на поверхность. К востоку они погружаются под плат-

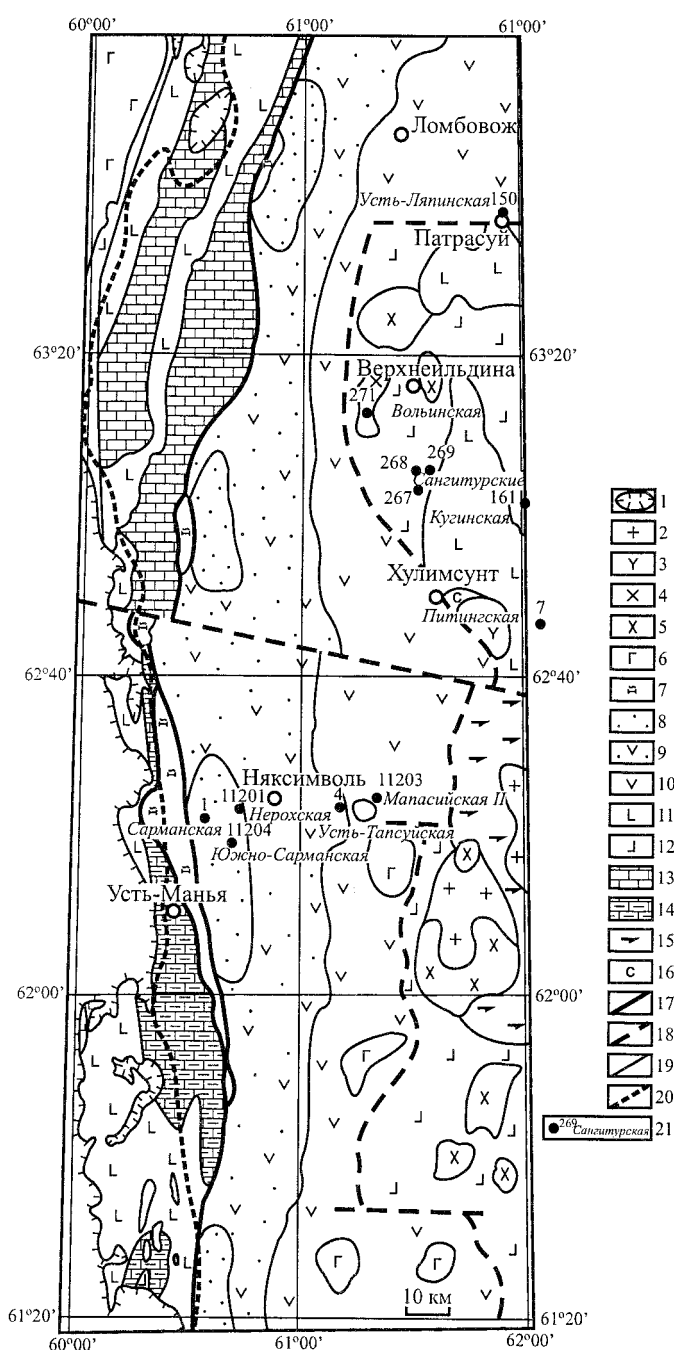
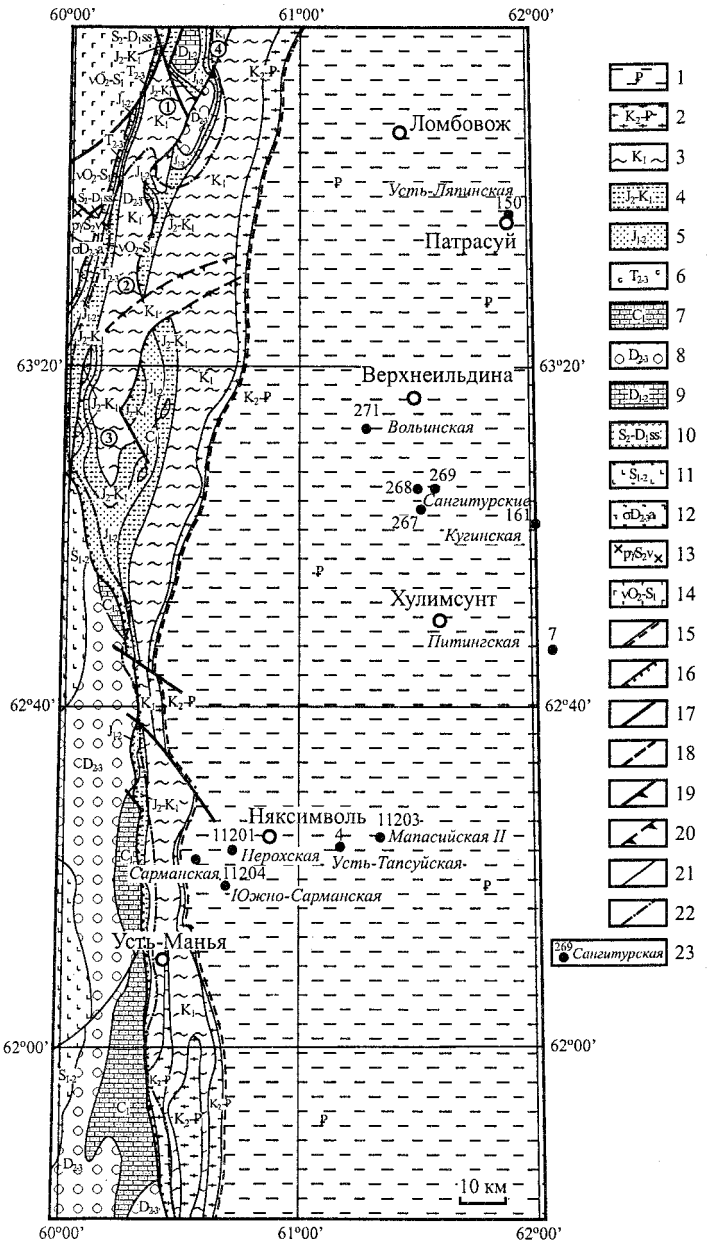


Рис. 1. Геологическая карта масштаба 1:500 000 доюрского фундамента Северо-Сосьвинского района (составили К.С. Иванов, В.В. Кормильцев, Ю.Н. Федоров, И.В. Князева с использованием геолого-геофизических материалов Е.М. Ананьевой, И.И. Верника, И.Д. Соболева и др.).

1 – выход палеозойского фундамента на поверхность; 2 – позднепалеозойские гранитоиды; 3 – сиениты; 4 – гранодиориты; 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – серпентиниты; 8 – мульды с терригенной формацией верхнего триаса; 9 – базальт-терригенная формация триаса; 10 – формация кайнотипных базальтов триаса; 11 – вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя; 12 – андезит-базальтовая формация раннего силура; 13 – известняки девонские; 14 – терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона; 15 – гнейсы, сланцы; 16 – скарны; 17, 18 – разломы достоверные и (18) предполагаемые; 19 – геологические границы; 20 – граница стометрового погружения фундамента; 21 – скважины.

Рис. 2. Геологическая карта масштаба 1:500 000 донеогеновых образований Северо-Сосьвинского района (составили В.Н. Кошевой, К.С. Иванов, В.В. Кормильцев, Ю.Н. Федоров).

1 – Палеогеновая система: талицкая свита, Люлинворская серия, тавдинская и атлымская свиты. Глины с прослоями алевролитов и песков, опоки, диатомиты. Мощность –180–400 м. 2 – Уватская свита и Дербьшинская серия: усть-маньинская и леплинская свиты. Песчаники и алевролиты глауконит-кварцевые, диатомиты, опоки. Мощность 150–370 м. 3 – Нижний отдел меловой системы: харасоимская, улансынская, северососьвинская и ханты-мансийская. В нижней части – алевроиты и глины темно-серые и серые, часто слоистые и плитчатые; в средней части светло-серые пески полевошпатово-кварцевые; вверху – пески и алевроиты темно-серые. Мощность – 370–450 м. Юрские впадины: 1 – Турупинская; 2 – Талтминская; 3 – Вольинская; 4 – Ягринская. 4 – Полудинская серия: маурынвинская, лопсинская и федоровская свиты. Темно-серые плитчатые и листоватые глины, алевроиты, вверху глауконито-кварцевые песчаники. Мощность – 110–200 м. 5 – Заводоуковская серия: яны-маньинская и тольинская свита. Угленосные образования – песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли. Мощность – 80–200 м. 6 – Челябинская серия: пестроцветная бокситоносная сямьинская и угленосная сероцветная ягринская свиты, терригенные образования с пластами бокситов и углей. Мощность – 200–650 м. 7 – Туфогенно-терригенные и карбонатные отложения нижнего карбона. 8 – Туфогенно-терригенные и карбонатные отложения среднего-верхнего девона. 9 – Терригенно-карбонатные образования нижнего-среднего девона. 10 – Сосьвинская свита: трахибазальты, трахиандезиты, их туфы, туфопесчаники, глинисто-кремнистые сланцы. 11 – Базальты, андезиты, дациты, их туфы, туфогенно-осадочные и карбонатные породы силура. 12 – Ауэрбаховский комплекс: диориты. 13 – Верхнетагильский комплекс: диорты – плагиограниты. 14 – Качканарский и тагилокыплымский комплексы: габбро, габбро-диориты, дуниты. 15 – Конгур (западная граница) развития палеогеновых отложений. 16 – Трансгрессивное залегание. 17 – Разломы достоверные. 18 – Разломы предполагаемые. 19 – Надвиги достоверные. 20 – Надвиги предполагаемые. 21 – Прочие геологические границы (стратиграфические, интрузивные и др.). 22 – Граница 100 м глубины погружения доюрского основания. 23 – Пробуренные скважины.



форменный чехол Западно-Сибирского мегабассейна и отложения триаса, относимые здесь к среднему структурному этажу. Для построения карт фундамента использованы результаты аэромагнитной съемки и карта аномалии силы тяжести в редукции Граафа-Хантера масштабов 1:200000, а также данные глубокого бурения. Сочетание плотностных и магнитных свойств, использование характерных морфологических признаков геологических объектов, аналогии физических полей над открытыми и погребенными структурами позволило составить кондиционные карты фундамента при недостаточном числе опорных скважин.

История изучения региона связана с именами В.В. Бочкарева, М.В. Бунина, И.И. Верника, С.Н. Волкова, П.П. Генералова; А.А. Гипша, Н.К. Глушко, В.В. Гуляева, А.В. Гурского, Р.И. Ерошевской, Г.Г. Ефимова, Н.А. Журавлевой, В.И. Захваткина, Б.Ф. Костюка, В.А. Лидера, А.З. Лакса, В.С. Митюшовой, А.А. Нежданова, М.М. Павлова, А.И. Сидоренкова, Н.А. Сирина, Л.Е. Стороженко, Э.Я. Стражевского, А.М. Сухорукова, Е.А. Чернышова, С.В. Шебуховой, В.Р. Шмелева и других.

На изучаемой территории выделяется три крупных геолого-тектонических структуры, и, соответственно, три структурных этажа.

Нижний структурный этаж – это Уральский складчатый пояс, претерпевший как минимум две фазы коллизии и складчатости, главная из которых произошла в позднем палеозое.

Средним структурным этажом и основной структурой рассматриваемой площади является выделенный нами триасовый Северо-Сосьвинский грабен (см. ниже).

Верхним структурным этажом территории являются юрские и более молодые осадки Западно-Сибирского мегабассейна. Их недислоцированность, выдержанность на значительных расстояниях, дают возможность проводить глубинное картирование фундамента, базируясь на наблюдаемых вариациях гравитационного и магнитного полей, с использованием данных бурения и накопленного большого опыта картирования Урала, являющегося складчатым основанием для формаций двух верхних этажей.

Стратиграфия палеозойских отложений

На изучаемой территории Урал представлен почти исключительно **Тагильским мега-синклинорием (мегазоной)** образующим не-

широкую, 40–75 км, вытянутую вдоль меридиана 60° в.д. на 900 км синформу, сложенную вулканогенными и подчиненными интрузивными и осадочными образованиями в возрастном диапазоне карадокский ярус ордовика – нижний девон (включая эмс), а в наиболее широкой части, севернее широты г. Серова, – также всего среднего девона, франа, еще севернее – и верхов фамсна-раннего карбона. В строении Тагильской мегазоны по данным [Иванов, 1998, Каретин, 2000 и др.] принимают участие следующие геологические комплексы (снизу вверх по разрезу):

1. Толейт-базальтовый $O_3(?)$.
2. Колчеданоносный натриевых базальтов и плагиориолитов $O_3-S_1In_1$.
3. Непрерывно дифференцированный (риолит-андезит-базальтовый) островодужного типа $S_1ln_2-w_1$ (павдинская, именновская свиты и их аналоги).
4. Субщелочной андезит-базальтовый $S_1w_2-S_2ld_1$ (гороблагодатский комплекс и его аналоги).
5. Базальт (трахибазальт)-трахитовый $S_2^2-D_1^1$.
6. Субщелочной андезит-базальтовый $D_1^2-D_2^{1-1}$.

В целом вулканы Тагильской зоны образуют единый формационный ряд развивающейся островодужной системы.

Наиболее детально в пределах описываемой площади стратиграфия палеозоя изучена в ее наиболее обнаженной, северо-западной части, т.е. в пределах листа Р-41-1 [Кошевой и др., 2001]. В пределах территории выделяются образования верхнего ордовика (польинская свита), верхнего силура–нижнего девона (сосьвинская свита), нижнего–среднего девона (лопсийская, рувшорская толщи), среднего–верхнего девона (наخورская толща), верхнего девона (иоутыньинская толща) и нижнего карбона нерасчлененного.

Польинская свита (O_3pl). Отложения свиты описаны в северо-западной части площади, в составе Присалатимского аллохтона. Они представлены обычно филлитовидными и плейчатými сланцами зеленосланцевой фации: апо-вулканогенными эпидот-амфибол-полевошпат-(альбит)-хлоритовыми, серицит-хлорит-кварц-полевошпатовыми, серицит-альбит-кварцевыми, кварц-актинолит-полевошпатовыми с лейкоккесном и стильпномеланом, графитистыми, карбонатными. Восточная граница с габброидами Хорасюрского массива тектоническая. Севернее (р. Сертынья), в кремнистом прослое среди metabазальтов Л.А. Карстен обнаружен граптолит *Amplexograptus aff. prominens* (Barr.),

позволяющий датировать отложения поздним ордовиком, вероятно уровнем зоны *post-Dicellograptus complanatus*. Мощность свиты > 500 м. Метабазальты польнинской свиты относятся к толеитовой серии и характеризуются невысокой титанистостью (0,8–1,0 %) и калиевостью (0,43 %), повышенными содержаниями Rb (15–50 г/т), Sr (150–700 г/т). Формирование пород свиты связано с рифтогенезом, о чем в частности свидетельствует химический состав базальтоидов.

Сосьвинская свита (S_2 - D_1 ss) представлена трахибазальт-трахиандезитовыми, трахиандезитами, трахидацитами, их туфами, туфоконгломератами, реже наблюдаются базальты, линзы известняков. Мощность отложений более 1000 м. Сборы фауны позволяют отнести известняки и синхронный им вулканизм к верхнему силуру–нижнему девону (пржидольский-лохковский ярусы). Химический состав вулкаников сосьвинской свиты умеренно-щелочной, в низах разреза изредка фиксируются базальты нормальной щелочности. Вулканиды образуют гомодромный ряд базальт–трахибазальт–трахиандезит (трахит)–трахидацит. Трахиандезиты-трахиты свиты характеризуются высоким уровнем содержания РЗЭ и сравнительно крутым трендом их распределения ($La_n/Yb_n = 6,8-7,7$), практически идентичным островодужной базальт-трахитовой формации на Среднем Урале [Каретин, Иванов, 2001]. Базальт-трахиандезитовая формация сосьвинской свиты сопоставима с умеренно-щелочными сериями, которые в областях современного вулканизма располагаются в тылу вулканических гряд, приближенных к континентальному краю. Вулканизм связан с аппаратами центрального типа, а формирование толщи происходило в субмаринной мелководной обстановке. В конце вулканического цикла излияния лав, видимо, происходили и в наземных условиях. Породы свиты прорываются плагиигранитами, диоритами верхнетагильского комплекса и долеритами позднего девона-раннего карбона.

Лопсийская толща ($D_{1,2}$ lp) подразделяется на две подтолщи: нижнюю – трахибазальтовую и верхнюю – терригенную. Разрез начинается с подушечных лав афировых трахибазальтов-трахиандезитов. Вверх по разрезу афировые разности сменяются порфиоровыми. Во вкрапленниках – плагноклаз (лабрадор), пироксен (авгит) и магнетит. Отдельные лавовые потоки разделяются прослоями ритмично-

слоистых пород – от туфоконгломератов до туфоаргиллитов. Уровень метаморфизма не превышает цеолитовой фации. Возраст нижней лопсийской подтолщи определяется по находкам фауны лохковского-пражского ярусов в линзах известняков, залегающих среди подушечных лав: фораминиферы *Tuborecta vagranica* Pron., брахиоподы *Gypidula nucalis* Khod., *Quadrihyrina cf. losvensis* (Khod.), трилобиты *Ceratocephala cf. torosa* Ancigin и др. Верхняя лопсийская подтолща ($D_{1,2}$ lp₂) согласно налегает на нижнюю трахибазальтовую подтолщю. На площади отложения подтолщи частично фациально замещаются карбонатными породами рувшорской толщи. Залегание пород пологое с восточным падением под углом 25–30°. На востоке верхние горизонты подтолщи через тектоническое нарушение контактируют с отложениями раннего карбона (погребенными). Мощность отложений подтолщи 1500–2000 м. В строении ее принимают участие обломочные породы с различной крупностью и степенью окатанности обломков: галечные, валунные и валунно-глыбовые конгломераты полимиктовые, песчаники, туфопесчаники. Наблюдаются прослои известняков, туфов и лав трахиандезитового-трахиандезитового состава. В разрезе преобладают полимиктовые конгломераты и песчаники грубосортированные, обычно с разной степенью окатанности обломков: обломки местных пород (вулканиды базальт-трахиандезитовой формации и известняки девона) менее окатаны, часто остроугольные; обломки дальнего сноса (преимущественно интрузивных пород) окатаны хорошо. Отложения подтолщи секутся дайками долеритового комплекса D_3 - C_1 . В обломках и линзах известняков в конгломератах собрана многочисленная фауна, позволяющая датировать верхнюю лопсийскую подтолщю нижним – средним девонам.

В *рувшорскую толщю* (D_1 - D_2 rv) объединены [Кошевой и др., 2001] карбонатные и терригенно-карбонатные отложения Рувшорского участка. Отложения рувшорской толщи подразделяются на две подтолщи: нижнюю, в объеме образований лохковского и пражского ярусов, и верхнюю, – эмского, эйфельского и нижней части живетского ярусов. Известняки нижней рувшорской подтолщи (D_1 rv₁), как правило, брекчированные, красновато-бурые, реже серые. В основании разреза – засоренные терригенным и туфовым материалом известняки с прослоями конгломератов, песчаников, извест-

няковых брекчий, туфов трахиандезитового-трахиандезибазальтового состава. Мощность отложений подтолщи 800–900 м. В известняках лоховского яруса определены: брахиоподы *Quadrithyrina tenuisinosus* (Khod.), *Karpinskia vagranensis* Khod., конодонты *Icriodus aff. woschmidti* Zieg. и др. Известняки пражского яруса обнажаются в правом борту долины р. Люля. Разрез представлен известняками (содержащими фауну саумского горизонта лоховского яруса, вижайского и тошемского горизонтов – пражского), алевритами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, туффитами. В восточном направлении значительная часть карбонатного разреза нижней подтолщи замещается отложениями лопсийской толщи. В известняках пражского яруса определены брахиоподы *Ivdelinia procerula* (Barr.), *Punctatrypa cf. perpolita* (Khod.), *Uncinulus gurjevskiensis* Kulk., *Atrypinella losvensis* (Khod.) и др. Верхняя рувшорская подтолща ($D_{1-2}rv_2$) представлена преимущественно серыми известняками, часто битуминозными, с прослоями песчаников, кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов. К верхней подтолще отнесены отложения эмского яруса нижнего девона и эйфельского и живетского ярусов среднего девона (лангурский и высотинский горизонты). Мощность подтолщи 1250–1400 м.

Нахорская толща ($D_{2-3}nh$) делится на две подтолщи. *Нижняя нахорская подтолща* (D_2nh_1) представлена вулканогенно-осадочными и карбонатными породами при подчиненной роли лав. Мощность отложений подтолщи >1300 м. В обнаженной части разрез расчленен на две пачки: нижнюю туфовую и верхнюю карбонатно-туфовую. Нижние горизонты туфовой пачки сложены туфами пироксеновых (диопсидовых) базальт-трахиандезибазальтов, лавы составляют не более 10–15 % объема. Агломератовые туфы нижней части разреза сменяются выше псефитовыми и псаммитовыми разностями, одновременно возрастает роль карбонатного материала в цементе туфов. Возраст нижней пачки обосновывается криноидеями *Stenocrinus cf. rasitis* J.Dubat из прослоя известняков среди туфов плагиоклазовых порфиритов. Мощность туфовой пачки >500 м. Разрез верхней, карбонатно-туфовой, пачки на 20–25 % представлен карбонатными породами; наряду с туфами распространены туффиты. В карбонатно-туфовой пачке увеличивается доля лав, состав вулкани-

тов отвечает трахиандезибазальтам-трахиандезитам. Мощность карбонатно-туфовой пачки 800 м. Известняки нижней нахорской подтолщи содержат фауну эйфеля-живета: фораминиферы *Parathuramina magna* Antr., *P. graciosa* Pron., *P. bykovaе* Pojark., *P. elegans* Pojark., *Parathuraminites crassus* (Pron.), *Saltovskajina tamarae* (L. Petr.), *Tamarina corpulenta* L.Petr. и др. *Верхняя нахорская подтолща* (D_3nh_2) согласно залегает на образованиях нижней подтолщи. Мощность подтолщи 500–600 м. Залегание пород моноклинальное, с пологим (10–20°) восточным падением. Разрез верхней подтолщи представлен: мелко- тонкообломочными туфами и туффитами трахиандезибазальт-трахиандезитов, в меньшей степени лавами того же состава и известняками. В известняках верхней подтолщи определены фораминиферы *Parathuramina subvasta* Byk., *P. paracushmani* (Reitl.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Tikhinella fringa* Byk., *Nanicella sp.* и др. Таким образом, в франское время продолжается вулканизм трахиандезибазальтового-трахиандезитового состава. Формирование отложений происходило в подводных условиях на значительном удалении от центров вулканизма. Синхронно с накоплением пирокластики формируются рифовые известняки и происходит переотложение вулканогенного материала.

Иоутыньинская толща (D_3it) относится к фаменскому ярусу. Отложения фамена картируются буровыми скважинами в восточном борту Семьинского поднятия под чехлом мезозойско-кайнозойских образований. Возраст отложений определяется по комплексу спор *Archaeozonotriletes famenensis* Naum., *Lophozonotriletes lebedianensis* Naum., *Archaeotriletes sp.* и др. Мощность отложений фамена составляет 1000 м. Породы полого (10–30°) падают на восток. Разрез иоутыньинской толщи представлен алевритовыми и пелитовыми туфами трахиандезитов, трахидацитов, дацитов, риодацитов, чередующихся с туффитами того же состава. Отмечаются прослои трахиандезибазальтов, их туфов, яшм. Туфы кристалло-витрокластические, стекло большей частью прозрачное, раскристаллизованное в хлорит-кварц-альбитовый агрегат. По химическому составу вулканиды толщи относятся к средним и кислым породам нормальной щелочности калинатрового ряда.

Нижнекаменноугольные отложения нерасчлененные ($C_1?$) вскрыты скважинами в пре-

делах Ятринского, Семьинского и Инасского тектонических блоков под мощным чехлом мезозойско-кайнозойских образований. Видимая мощность отложений составляет не менее 2000 м. В Ятринском блоке, в керне скважин 1710, 1711, 1712, выявлен комплекс спор раннего карбона *Punctatisporites giaber* (Naum.) Playford, *Calamospora atava* (Naum.) McGreg., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Вув. и др. В разных тектонических блоках состав пород примерно одинаковый. По керну скважин и по характеру физических полей можно выделить эффузивные, вулканогенно-осадочные и осадочные пачки. Вулканиды во всех блоках представлены базальтами и, в меньшей степени, их туфами. По химическому составу базальты относятся к толеит-базальтовой формации нормальной щелочности. Характерны высокие содержания TiO_2 и P_2O_5 . Осадочные и вулканогенно-осадочные породы представлены тонко переслаивающимися полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, туфо-песчаниками, туфами, туффитами различной зернистости. Отмечаются вулканогенно-осадочные породы, а также конгломераты и песчаники.

По палеозойским образованиям повсеместно развита кора выветривания, время формирования которой условно считается триас-юрским. По классификационным признакам кора относится к смешанному линейно-площадному типу, т.е. наряду с площадным типом развиты элементы линейных кор вдоль разрывных нарушений. По всей видимости, преобладает гидрослюдисто-каолинитовый профиль различной степени сохранности и полноты, однако, в отдельных случаях под триасовыми отложениями (Львильское боксито-угольное месторождение) установлено наличие полного профиля латеритной коры выветривания с линзовидными телами остаточных бокситов. Мощность коры выветривания составляет от первых метров до 70-80 м, а возможно и более.

Стратиграфия фундамента прилегающих районов Западно-Сибирского мегабассейна разработана пока гораздо хуже (см. [Палеозой Западной Сибири, 2001 и др.]). Наиболее близкий из них Тагильский, его стратиграфия опирается на стратиграфию Тагильской зоны открытого Урала. В следующем на восток, Березово-Сартыньинском районе выделяется ордовикско-силурийская ахтынтурская кремнистая толща, а разрезы девона и карбона представлены

преимущественно трахибазальтами и трахиандезитами (игримская толща девона – низов карбона), известняками и терригенными осадками, отчасти сходными с описанными выше. Разрезы еще более восточного Шаимского района сейчас нами интенсивно изучаются, они представлены преимущественно офиолитами раннего палеозоя, углисто-терригенными толщами, известняками девона-карбона; трахибазальты и трахиандезиты здесь не выявлены, т.е. разрезы Шаимского района уже сильно отличаются от описанных в этой статье.

Стратиграфия и магматизм триаса

Средним структурным этажом и основной структурой рассматриваемой площади является триасовый **Северо-Сосьвинский грабен**, который был выделен в результате проведенных нами исследований [Иванов и др., 2003, Федоров и др., 2003]. Грабен протягивается в меридиональном направлении более чем на 300 км через всю карту и имеет ширину 20–60 км. Это более молодая, триасовая структура растяжения, наложенная на собственно уральские комплексы, структуры которых в основном были сформированы в результате позднепалеозойской коллизии. Грабен отчетливо выражен в гравитационном поле, как область пониженных значений силы тяжести. Гравитационная ступень в его западном борту свидетельствует о сбросе значительной амплитуды или резком флексуобразном погружении палеозоя, которое, по-видимому, сопровождается разрывами. На это указывают также расположенные вдоль сброса многочисленные линейно вытянутые тела серпентинитов, отмечаемые интенсивными магнитными аномалиями.

В пределах грабена нами выделяются три формации – нижняя базальтовая, базальт-терригенная, и верхняя – терригенная. Позднетриасовый возраст последней установлен по споро-пыльцевым комплексам (см. ниже). Среднетриасовый возраст базальт-терригенной формации установлен Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar методами (данные авторов, см. ниже). В целом снизу вверх по разрезу количество и мощность осадочных пачек закономерно возрастают. В пределах нижней базальтовой формации выделено несколько крупных (до 15x10 км) субизометричных неправильной формы тел, характеризующихся положительными локальными гравитационными и магнитными аномалиями и соответствующими

щих по нашему мнению массивам габбро, ко-магматичным базальтам.

Нами изучались новые глубокие (до 4,5 км) скважины. Сарманская 1, Нерохская 11201, Южно-Сарманская 11204 пробурены (см. рис. 1) в одной из мульд с наибольшей мощностью терригенной и базальт-терригенной формаций, Мапасийская 11203 вскрыла нижнюю базальтовую формацию. Усть-Тапсуйская 4 пробурена в нижней части базальт-терригенной формации. Так, в верхней части разреза скважины Нерохская 11201 (до глубины 2038 м) вскрыты чередующиеся пласты мелкозернистых, среднезернистых и крупнозернистых песчаников и алевролитов. Преобладающий размер зерен песчаников 0,15–0,6 мм. Обломочный материал хорошо сортирован. Зерна чаще всего не окатанные, угловатые, встречаются оскольчатые (рис. 3). Признаки округленности есть у небольшого (10–20 %) количества зерен кварца, но это, возможно, связано с оплавленностью граней. Удлиненные зерна (в основном слюды) в мелкозернистых песчаниках ориентированы субпараллельно и параллельно, но, так как пластинки слюд распределены неравномерно, создается неотчетливая слоистость без резких границ. При этом несколько меняется и размер пластинок слюды и размер других зерен. В интервалах с размером относительно изометричных зерен в 0,1–0,2 мм, длина пластинок до 0,3–0,5 мм и содержание слюды 20–30 %, в интервалах с преобладающим размером изометричных зерен в 0,2–0,25 мм длина пластинок до 1 мм и больше и содержание слюды до 50–60 %. Цемент пленочный, гли-

нистый, лейкоксеновый, иногда замещенный гидроокислами железа, местами кремневый. Контакты между зернами конформные, иногда со следами инкорпорации. Аллотигенные зерна представлены кварцем (20–70 %), полевыми шпатами (1–7 %), причём количество полевых шпатов в песчаниках резко возрастает с глубины 2030 м, обломками пород (30–60 %), комочками глауконита (1–10 %) и пластинками слюд (1–35 %). Кварц представлен главным образом зернами с ровным погасанием, но разности с волнистым и блочным погасанием тоже встречаются достаточно часто. В некоторых зернах наблюдаются заливы, заполненные микрофельзитовой массой. Практически все зерна кварца содержат включения минералообразующей среды, до 5 % зерен имеют единичные включения минералов (рутил, апатит, актинолит, турмалин). Полевые шпаты встречаются редко. Чаще всего, по-видимому, это К-полевые шпаты – без двойников, иногда с буроватым налетом. Среди них имеются зерна с ясной микроклиновой решеткой, но чаще полисинтетические двойники отсутствуют. В одном из зерен полевого шпата обнаружено округлое включение микрофельзитовой массы. В единичных случаях наблюдается альбитизация этих минералов (структура шахматного альбита). Обломки пород представлены почти исключительно основной массой вулканитов кислого состава. Характерны микрофельзитовая (редко фельзитовая) и гиалиновая структуры. В единичных случаях встречаются сростки кварца и К-полевого шпата, вероятно, представляющие собой обломки полно-

кристаллических субвулканических пород, встречаются также единичные зерна карбонатов со следами окатанности и с однородной микритовой структурой. Зерна (комочки) глауконита – светлозеленные и бесцветные с тонкими сферолитовой, субсферолитовой, аксиолитовой, радиально лучистой, зональной

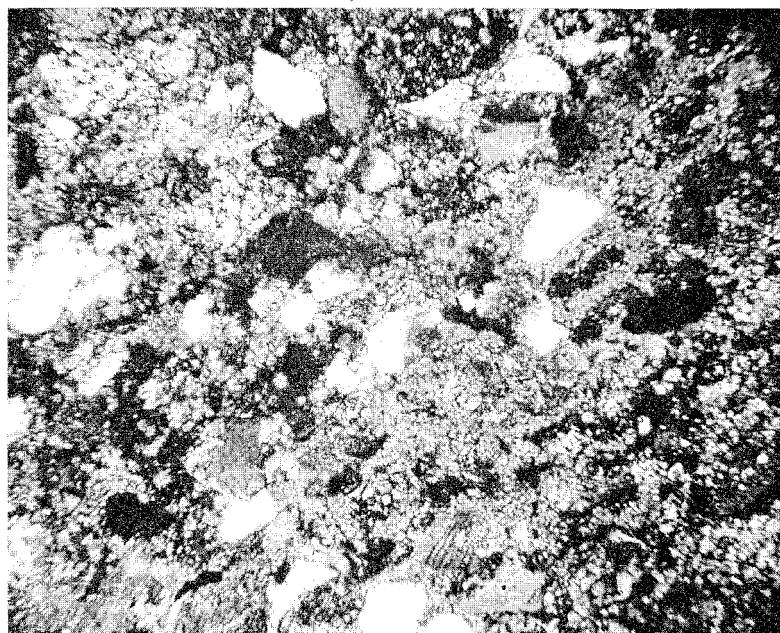


Рис. 3. Песчаник позднего триаса.

Увеличение 100, с анализатором. Скважина Нерохская 11201, глубина 1853 метра.

структурами, часто в сложных сочетаниях, иногда с признаками дробления, разламывания, с микроагрегатной, глобулярной и зональной структурами. Слюды представлены главным образом бурым биотитом, как свежим, так и (чаще) в разной степени измененным – замещенным хлоритом, кварцем, халцедоном, карбонатом. Пластинки обычно изогнуты, помяты. Возможно, встречается также и аллотигенный мусковит, о чем говорит то, что пластинки этого минерала тоже иногда изогнуты. Среди аллотигенного материала присутствуют также редкие обугленные растительные остатки.

Аутигенные минералы. Основным аутигенным минералом является карбонат, скорее всего доломит, замещающий обломочные компоненты на 20–30 %. Карбонат распределен в породе неравномерно, для него характерна коррозионная мозаичная структура, иногда до пойкилитовой, а также рассеянные по породе отдельные ромбические кристаллы, размером до 0,03–0,05 мм, часто окружающие обломочные зерна. По-видимому, мозаичный карбонат относится к более ранней генерации. Меньшим развитием пользуется аутигенный хлорит – развивающийся иногда по зернам вулканитов, замещающий биотит, заполняющий пустоты в вулканитах (нередко в виде крустификационных нарастаний). Как правило, это светлозеленый минерал с низким двупреломлением. Местами по обломкам силикатных пород кристаллизуются гидрослюды, в виде отдельных небольших пластинок и их агрегатов, встречаются аутигенный халцедон и кварц, чаще всего замещающие слюды.

Исходя из всего перечисленного, в частности из таких признаков, как: морфология зёрен, тип цемента, наличия обломков вулканических пород, можно сказать, что данные терригенные породы образовались недалеко от источника сноса обломочного материала, в результате размыва вулканических пород.

В скважине Нерохской 11201 были отобраны образцы на палинологический анализ, который проведен в лаборатории палинологии ЗапСибНИГНИ. Из верхней терригенной части нижнемезозойского разреза выделено и изучено два типа палинологических комплексов. Первый комплекс исследован в образцах, залегающих в интервале 1951–2038 м. В комплексе преобладает пыльца голосеменных растений довольно разнообразного состава – *Protohaploxylinus*, *Klausipollenites*, *Florinites*, *Tanaeasporites* и др. Кроме этого заметное ме-

сто в палинокомплексах занимает пыльца *Cycadopites* и *Ginkgocycadophytus*. Споры *Leiotriletes* единичны, а содержание *Dipteridaceae* и *Duplexisporites* не превышает 5–6 %. Данный комплекс можно датировать норьем (здесь и далее заключения С.И. Пуртовой и Н.К. Глушко).

Второй тип спорово-пыльцевой ассоциации изучен в интервале 1752–1760 м. В спектре преобладают *Ginkgocycadophytus*, *Klausipollenites*, *Alisporites*, *Protohaploxylinus* и др. Среди спор доминируют *Dipteridaceae*, отмечены *Duplexisporites*, *Osmundacidites*, *Coniopteris*, *Punctatisporites*. Это может свидетельствовать о рэтском возрасте, но в связи со слабой насыщенностью проб, возраст дается с долей условности.

Более представительный разрез терригенного триаса вскрыт скважиной 11204 Южно-Сарманской площади. Пробы нами были отобраны в интервалах 2445,0–2459,0; 2315,0–2323,0; 2256,0–2260,0; 2065,0–2071,0; 1929,0–1940,0; 1795,0–1805,0; 1675,0–1686,0 м. Все образцы содержали споры и пыльцу. Выделенный в интервале 2445,0–2459,0 м палинокомплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений за счет большого содержания пыльцы хвойных типа *Disaccites*, *Piceapollenites*. Заметная часть пыльцы хвойных имеет «древний» облик – *Protohaploxylinus*, *Tanaeasporites*, *Klausipollenites*, *Alisporites*, *Platysscus*, *Stratoconiferus*. До 5 % микрофоссилий составляют зерна *Cycadopites*. В споровой части спектра наибольшее распространение имеют зерна *Osmundacidites*, *Dipteridaceae*, *Cyathidites*. В меньшей мере замечены *Punctatisporites*, *Duplexisporites*, *Aratrisporites* и др. Возраст определен как норийский, возможно верхи карния.

Палинологические комплексы, выделенные по пробам интервалов 2315,0–2323,0; 2256,0–2260,0; 2065,0–2071,0 м очень близки по составу. Их главной чертой является доминирование пыльцы голосеменных растений за счет высокого содержания пыльцы *Cycadopites* и *Ginkgocycadophytus*. Зерен первых отмечается 22–23 %, а вторых – 5–17 %. Кроме того, значительную долю занимает пыльца «древнего» облика – *Klausipollenites*, *Protohaploxylinus*, *Florinites* и др. Единичны находки *Vitreisporites*, *Podozamites* и др. Постоянными компонентами комплекса (до 5–10 %) являются споры *Osmundacidites*, *Dipteridaceae*, *Marattisporites*, *Punctatisporites*. Меньше спор *Aratrisporites*,

Discisporites, *Granulatisporites* и др. Подобные палинокомплексы типичны для норийского яруса.

Палинокомплексы, выделенные по образцам из интервалов 1929,0–1940,0; 1795,0–1805,0 м существенно отличаются от описанных выше. Отличие заключается в резком доминировании спор за счет широкого развития *Dipteridaceae*, *Dictyophyllum* (до 40%), *Duplexisporites*, *Stereisporites*, *Cyathidites* (до 10%). Пыльцевая часть спектра также имеет свои отличия. Исчезает или становится единичной пыльца *Cycadopites*. *Ginkgocycadophytus* составляет около 10%. Пыльца хвойных немногочисленна и однообразна. Все это позволяет считать данный палинокомплекс рэтским.

Свежие базальты скважины Нерохская 11201 сложены (рис. 4) плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом, хлоритом, слюдоподобным минералом и апатитом. Плагиоклазы образуют идиоморфные микролиты длиной 2–3 мм. Все индивиды полисинтетически сдвойникованы по альбитовому закону. Состав плагиоклаза в микролитах варьирует от 59% до 65% анортитового минала. Соответственно изменяется содержание минала альбита от 33% до 39% при равномерном количестве минала ортоклаза 1–2%. С глубиной в базальтах содержание калия в плагиоклазе незначительно падает от 0,30 до 0,25 мас.%. Подобные небольшие вариации в химическом составе, тем не менее, не отражаются на минеральном виде плагиоклаза, который является лабрадором. Изучение зональности в плагиоклазах показало постоянное повышение анортитового минала в централь-

ных частях зерен. Эта зональность может быть сложной или простой, но к краям зерен содержание натрия всегда повышается. Лабрадор часто содержит включения апатита.

Клинопироксен образует ксеноморфные зерна в интерстициях плагиоклаза, размер обычно не превышает 1 мм, содержит включения апатита (единичные зерна) и рудного минерала. По данным микрондового анализа представлен авгитом с железистостью 0,29–0,33, которая с глубиной постепенно понижается. На глубине 3606 метров она уже составляет 0,24–0,26. В авгите всегда присутствует примесь хрома, но не более 0,20 мас.%. Зональность в пироксене достаточно стандартная, с обратной зависимостью между железом и магнием. Сильные колебания состава отмечаются в краях зерен авгита, где содержание железа существенно растет вплоть до преобладания геденбергитового минала. С глубиной в авгите нарастает содержание глинозема, если в интервале 3110–3120 метров отмечалось 2,5–3 мас.%, то в интервале 3600–3606 метров уже 4,5–5,5 мас.%.

Магнетит наблюдается в виде кайм вокруг минессотаитовых агрегатов, а также в виде включений в клинопироксене и неправильных скоплений в матрице породы. Размер индивидов и агрегатов не превышает 0,5 мм. Всегда содержит структуры распада в виде ульвошпинели, поэтому состав магнетита варьирует от чистого окисла (магнетит – 97%, ульвошпинель – 2%, шпинель – 1%) до титаномангнетита (магнетит – 60–63%, ульвошпинель – 33–38%, шпинель – 2–4%) в контакте со структурами распада. Всегда присутствует незначительная примесь алюминия (до 1,30 мас.%) и хрома (до 0,55 мас.%). Сами структуры распада представлены ульвошпинелью, который слагает узкие пластинки размером до 50–100 микрон. Характерным

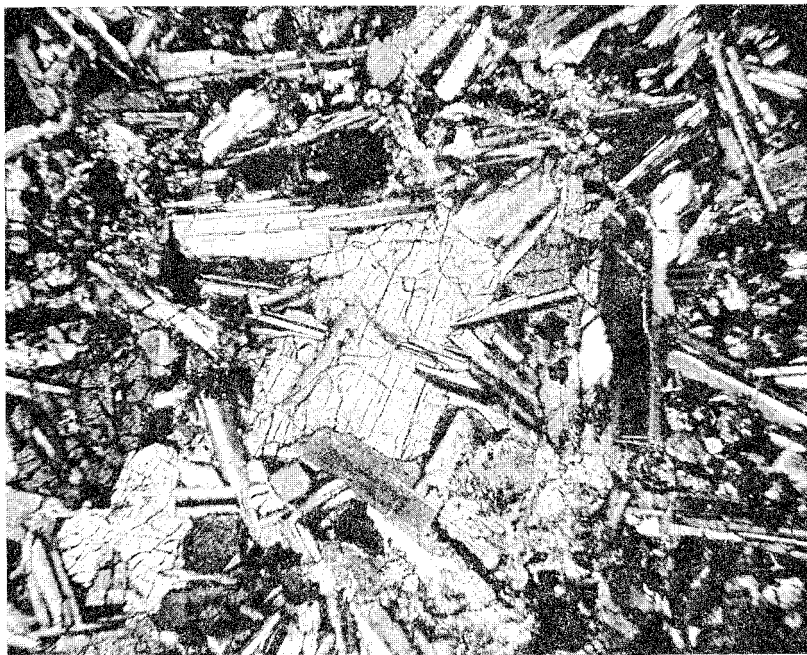


Рис. 4. Базальт среднего триаса с ксеноморфным авгитом и микролитами лабрадора.

Увеличение 100, с анализатором. Скважина Нерохская 11201, глубина 3119,5 метра.

признаком ульвошпинели является значительное обогащение хромом (до 10,5 мас. %), алюминием (до 4 мас. %) и марганцем (до 1,1 мас. %). Такой состав характерен для центральных частей пластинок и выражается следующими миналами: ульвошпинель – 39–41 %, магнетит – 36–38 %, магнезиохромит – 12–13 %, герцинит – 7–8 %. Местами вокруг зерен магнетита развивается агрегат ильменита. Всегда содержит примеси хрома (до 0,20 мас. %) и марганца (до 1,15 мас. %), что косвенно подтверждает его развитие по магнетиту, который также обогащен этими элементами. Минальный состав ильменита следующий: ильменит – 93 %, гейкилит – 5 %, пиррофанит – 2 %. Содержание гейкилита выражается присутствием в ильмените магнезия (до 2 мас. %).

Слюда встречается в виде небольших скоплений среди вулканического стекла (обычно уже хлоритизированного) и относится к алюмосиладам. Обычно слабо окрашена в коричневатые тона. Химический состав пересчитывается на следующий минальный состав: алюмосилад – 60 %, парагонит – 37 %, маргарит – 3 %. Является типично метаморфическим минералом, образующимся при замещении вулканического стекла агрегатами хлорита. Так как хлорит не вбирает в свою структуру щелочные элементы, то весь калий и натрий сбрасывается в виде слюдистого минерала.

Минессотаит отмечается в измененных вкрапленниках оливина. Обычно образует гомоосевые псевдоморфозы по матрице оливина, при этом избыток железа сбрасывается в виде магнетитовых кайм по периферии минерала. В результате минессотаит как бы бронируется окислом железа и с течением времени не замещается серпентин-хлоритовыми агрегатами. Резко плеохроирует в красно-коричневых тонах: по Ng – красно-коричневый, по Nr – коричневато-желтый. По составу отвечает глиноземистому и титанистому минессотаиту. Железистость минерала составляет 0,55–0,60, что позволяет отнести первичный оливин к фаялиту (это без учета избыточного железа, сброшенного в краях псевдоморфоз).

Хлорит замещает вулканическое стекло, часто радиально-лучистые агрегаты выполняют миндалины различных размеров.

Апатит образует длиннопризматические зерна длиной до 0,5 мм. Является одним из самых ранних минералов, так как наблюдается в виде включений во всех породообразующих минералах (особенно в плагиоклазе).

Петрохимические пересчеты составов базальтов скважины подтверждают их предварительное геологическое разделение на две формации: базальт-терригенную и кайнотипных базальтов. Базальты последней формации отличаются повышенной магнезиальностью до 8–10 %, против 4–6 % в базальт-терригенной формации. Соответственно содержание нормативного оливина в кайнотипных базальтах достигает 20–30 %, а в базальт-терригенной формации не превышает 20 %. Геохимические исследования (метод ICP-MS) позволили нам также установить в скважине два типа базальтов. Первый тип из базальт-терригенной формации характеризуется крутым распределением редких земель (La/Yb 8–9), а также отрицательными аномалиями по стронцию, гафнию, торию, урану, ниобию и титану. Второй тип из формации кайнотипных базальтов имеет более пологую кривую (La/Yb 4–5) и отрицательные аномалии по гафнию и ниобию (только при более низких концентрациях), а также положительную аномалию по стронцию.

Представительные массивы данных по K-Ar датировке эффузивов нами получены по скважинам Нерохская 11201 и Усть-Тапсуйская 4 (см. табл.). Вариации значений возраста довольно значительны, большинство анализов и их средние укладываются в интервал типично «триасовых» цифр абсолютного возраста. Возраст базальтов по скважинам Нерохская 11201 и Усть-Тапсуйская 4 отличается определенным увеличением по линии запад – восток, т.е. эффузивная часть разреза скважины Усть-Тапсуйская 4 является более древней, чем эффузивы, вскрытые скважиной Нерохская 11201. Данный факт хорошо подтверждает видимое на временных разрезах 2D ОГТ (см. рис. 5) удревнение верхней части триасового комплекса, несогласно перекрытого средне-верхнеюрскими отложениями, это связано с увеличением глубины среза в восточном направлении. Сейсмические данные находятся в согласии с гравиметрическими, магнитометрическими и геологическими данными. Асимметрия отрицательной аномалии силы тяжести над грабеном является несомненным доказательством асимметрии ложа грабена. На рис. 6 представлен геолого-плотностной разрез, построенный с учетом достоверных геологических границ (для открытого Урала), результатов бурения, а также средних значений плотности осадочного чехла, триасовых и палеозойских комплексов.

К-Аг датирование пород из скважин Северо-Сосьвинского грабена

№№	Номер образца	Порода	К, %	Аг _{град.} нг/г	Т, млн лет
Усть-Тапсуйская скважина 4					
1	У-Т 1380.7-1387/3.8	базальт	0,350	6,55	251±13
2	У-Т 1380.7-1387/4.8	базальт	0,390	6,63	230±12
3	У-Т 1380.7-1387/низ	базальт	0,44	6,78	209±12
4	У-Т 1493-1497/верх	базальт	0,850	15,4	245±10
5	У-Т 1493-1497/1.0	базальт	0,760	13,8	244±10
6	У-Т 1493-1497/низ	базальт	0,620	9,80	214±11
7	У-Т 1582-1590.9/4.5	базальт	0,535	7,60	194±11
8	У-Т 1590.9-1599.1/0.2	базальт	0,310	4,69	206±13
9	У-Т 1657-1660.2/1.75	песчаник	1,90	29,7	213±6
Мапасийская скважина 11203					
10	Ма 1460-1461/верх	базальт	0,95	24,00	332±15 (367±15)
11	Ма 1542-1550/5.2	базальт	0,23	6,69	377±26 (375±24)
12	Ма 1647.9-1655/верх	базальт	0,20	6,40	411±30 (383±25)
13	Ма 1705-1709/2.6	базальт	0,85	16,80	264±12
14	Ма 1964-1970/низ	базальт	0,37	11,20	391±15 (366±15)
Нерохская скважина 11201					
15	He 2029-2038/1,0	песчаник	0,865	20,0	306±12
16	He 2275-2286/1.0	базальт	0,23	3,55	210±14
17	He 2470-2481/1.0	базальт	1,07	18,9	238±9
18	He 2667-2677/1.5	базальт	0,17	3,72	290±20
19	He 2860-2872/3.6	базальт	0,43	6,09	194±10
20	He 3039-3047/1.5	базальт	0,39	6,25	218±12
21	He 3110.5-3120.5/3.0	базальт	0,88	16,8	257±11
22	He 3110.5-3120.5/9.4	базальт	0,97	18,5	256±10
23	He 3172.12-3181.32/5.4	базальт	0,54	6,70	171±10
24	He 3172.12-3181.32/8.3	базальт	1,17	15,1	177±7
25	He 3470-3475/низ	базальт	0,27	8,10	387±22 (376±22)
26	He 3600-3606/низ	базальт	0,40	11,70	380±20 (350±15)
27	He 4145	базальт	0,78	14,90	256±12
Южно-Сарманская скважина 11204					
28	Ю-С 2390-2398/2,5	песчаник	0,725	16,5	302±13
29	Ю-С 2510-2517/3.5	базальт	0,97	17,2	239±9
30	Ю-С 2915-2923/1.0	базальт	0,32	4,61	197±14

Примечание. Содержание калия определено рентгеноспектральным способом на спектрометре СРМ-18. Содержание радиогенного аргона определено на масс-спектрометре МИ-1330 с использованием трассера, обогащенного изотопом ³⁸Аг. При расчете возрастов использованы константы, принятые в 1976 году. В скобках приведены повторные анализы по тем же, но истертые пробы с целью устранения возможного пузырькового эффекта (избыточный аргон?) и улучшения гомогенности проб. В номере образца указан интервал глубины скважины и (после знака /) расстояние по керну в метрах от верха интервала до точки отбора образца. Аналитик Б.А. Калеганов, ИГиГ УрО РАН.

Отметим, однако, что говорить о поярусной стратификации эффузивной толщи не представляется возможным, и обе цифры (229 ± 12 и 233 ± 12 млн лет) расположены вблизи границы верхнего и среднего триаса.

Полученные К-Аг датировки были проверены другими прецизионными методами: по наиболее представительной скважине – Нерохс-

кая 11201, были получены изохронные датировки Sm-Nd и Rb-Sr методами. Определение концентраций Rb, Sr и их изотопного состава производилось методом изотопного разбавления с масс-спектрометрическим окончанием на твердофазном прецизионном анализаторе Finnigan MAT-262. Изученные разности демонстрируют ограниченный диапазон отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и

Рис. 5. Временные разрезы 2D ОГТ через Северо-Сосьвинский грабен (с запада на восток).

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Несмотря на существенные погрешности по обоим геохронометрам, наблюдаются близкие значения абсолютного возраста – 234 и 232 млн лет соответственно (см. рис. 7). Следовательно, эффузивы, вскрытые в разрезе скважины Нерохская 11201, можно уверенно датировать средним триасом.

Эти определения возраста базальтов по керну скважины Нерохская 11201 совершенно не противоречат результатам палинологических исследований. По скважине Нерохская 11201 в интервалах глубин 2018–2029 и 2029–2038 м в низах песчано-глинистой нижнемезозойской толщи определен спорово-пыльцевой спектр нория. В скважине Сарманская 1, также в низах терригенной части разреза триаса, в интервале глубин 2588–2598 м палинологически установлены ладинско-карнийские (?) отложения. В скважине Южно-Сарманская 11204 в интервале 2445–2459 м отложения, вмещающие па-

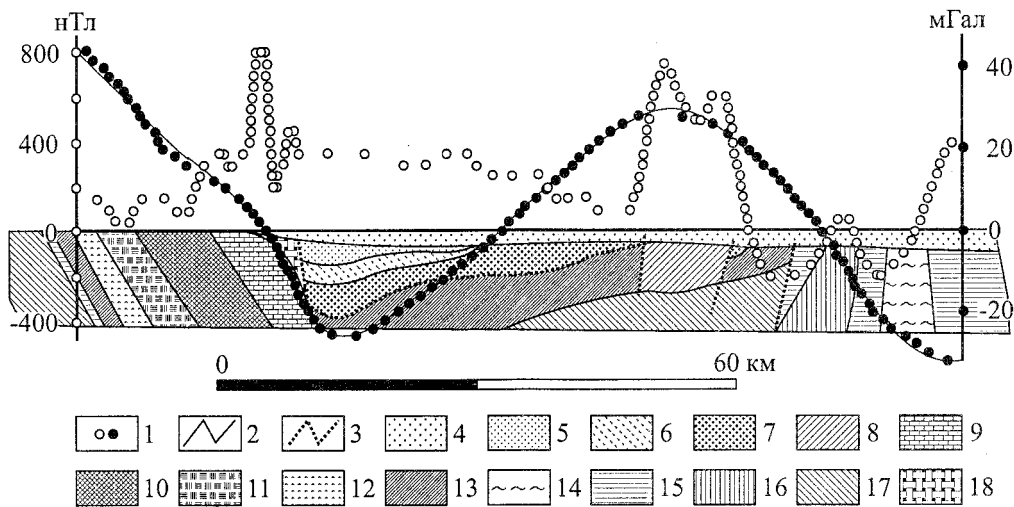
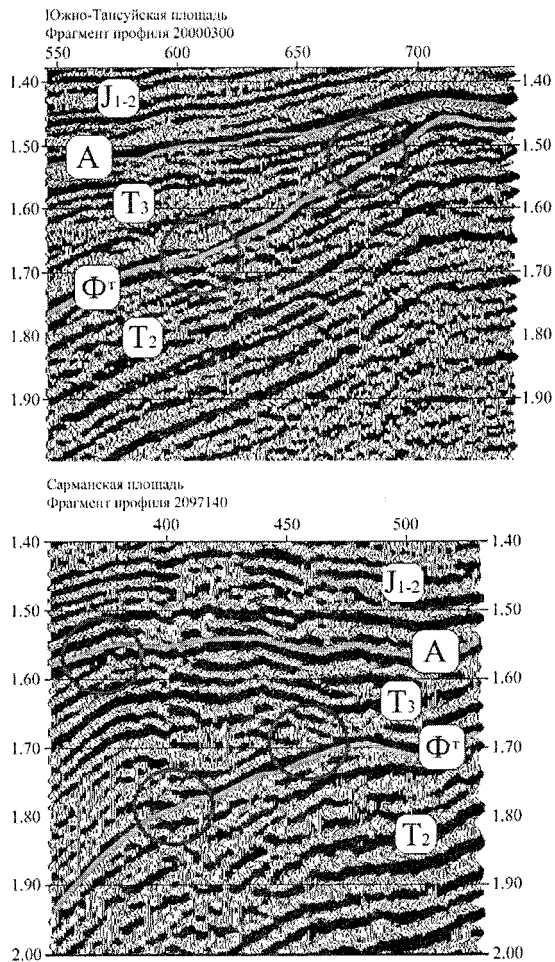


Рис. 6. Геолого-плотностной разрез Северо-Сосьвинского грабена южнее п. Няксимволь.

1 – экспериментальные кривые силы тяжести и магнитного поля; 2 – расчетная кривая силы тяжести; 3 – тектонические нарушения; 4 – осадочный чехол, ($\Delta\sigma = -0,39\text{г}/\text{см}^3$); 5 – терригенные отложения, T_3 , ($\Delta\sigma = -0,17$); 6 – базальты и их туфы, T_2 , ($\Delta\sigma = -0,13$); 7 – базальты, T_1 , ($\Delta\sigma = 0$); 8 – долериты, габбро-долериты, ($\Delta\sigma = 0,1$); 9 – карбонатно-эффузивные отложения, D_3-C_1 , ($\Delta\sigma = 0,015$); 10 – вулканогенно-осадочные отложения, D_3 , ($\Delta\sigma = 0,02$); 11 – песчаники и алевролиты, D_2 , ($\Delta\sigma = 0,075$); 12 – осадочно-вулканогенные породы, S_2 , ($\Delta\sigma = 0,015$); 13 – андезиты и базальты, S_1 , ($\Delta\sigma = 0,1$); 14 – кристаллические сланцы, ($\Delta\sigma = -0,03$); 15 – гранитоиды, ($\Delta\sigma = -0,03-0,06$); 16 – диориты, ($\Delta\sigma = 0,12$); 17 – габбро, ($\Delta\sigma = 0,25$); 18 – серпентиниты, ($\Delta\sigma = -0,06$). Средняя плотность гравитационно активного слоя $\sigma = 2,67\text{ г}/\text{см}^3$.

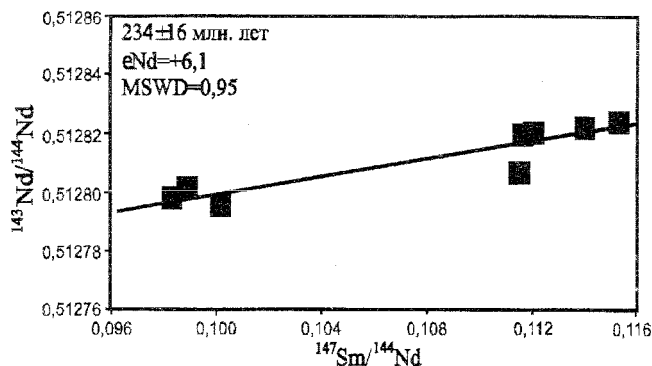


Рис. 7. Sm-Nd изохрона для базальтов скважины Нерохская 11201.

линокомплексы, отнесены к норью, возможно верхам карния.

Как видно, возраст терригенной формации, залегающей на основных эффузивах среднего триаса, варьирует от ладинского века до норийского. Очевидно, что это свидетельствует о стратиграфическом несогласии между преимущественно верхнетриасовым терригенным комплексом и, подстилающими его, в основном эффузивными, слоями среднего триаса. Кроме стратиграфического несогласия между этими формационно различными комплексами, имеется также и угловое несогласие, уверенно фиксируемое по временным разрезам 2D ОГТ. Таким образом, в нижнемезозойской части разреза Северо-Сосьвинской депрессии уверенно выделяются два геологических тела триасового возраста. Первое – это эффузивный, с прослоями терригенных (в основном туфогенных) пород, комплекс среднего триаса. Второй – песчано-глинистые слои верхнего триаса. Между этими комплексами зафиксировано угловое и стратиграфическое несогласие. По латерали нижняя формация имеет существенно более широкое развитие, чем верхняя. Это хорошо видно на временных разрезах и геологической карте доюрского основания Северо-Сосьвинского района. Перекрываются верхнетриасовые слои батскими и келловей-оксфордскими породами, что свидетельствует о глубоком стратиграфическом несогласии между ними. Угловое несогласие также заметно и фиксируется на временных разрезах.

Разрезы триаса с такими возрастными границами и такого литологического облика в Западной Сибири встречены впервые. Поэтому нами предлагается выделить верхний терригенный комплекс в качестве нерохской свиты, а нижний – вулканогенный и вулканогенно-осадочный обособить как тапсуйскую свиту. Стратотипом для ладинско-норийской нерохской

свиты предлагается скважина Сарманская 1 в интервале глубин 1348–2728 м.

Тапсуйская свита индско-ладинского возраста на наибольшую мощность вскрыта скважиной Нерохская 11201, где возраст её верхней части определен К-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd методами. Поэтому мы считаем необходимым в качестве стратотипа тапсуйской свиты рекомендовать именно эту скважину. Кровля её зафиксирована на глубине 2082 м. Подошва пока не вскрыта ни в одной из пробуренных на площади скважин.

Основные выводы

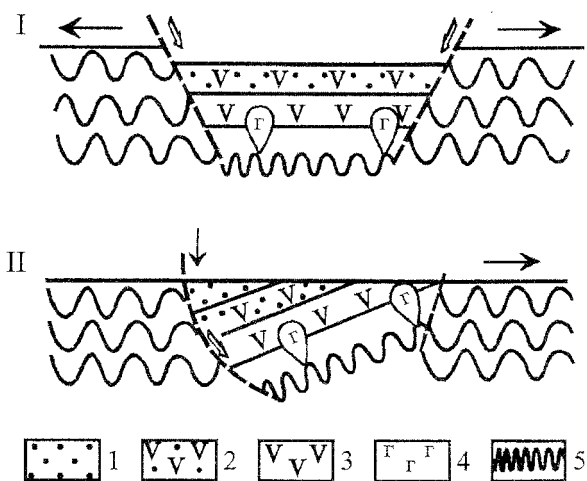
В результате проведенных комплексных геологических исследований нами составлены геологические карты фундамента масштаба 1:500 000 области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна, при этом впервые выделен триасовый Северо-Сосьвинский грабен. Установлено, что грабен имеет в целом асимметричное строение – из слагающих его формаций, нижняя базальтовая выходит на предюрскую поверхность на востоке, образуя полосу шириной около 10 км. Верхняя же – базальт-терригенная формация выходит на предюрскую поверхность западнее, а ее верхние мульды расположены в западной части верхней базальт-терригенной формации. Таким образом, чем дальше на восток, тем, в целом, более нижние слои заполнения грабена выходят на предюрскую поверхность. Мировой опыт свидетельствует, что подобный поворот крупных блоков земной коры, как правило, характерен для областей растяжения и вызывается их смещением с вращением по листрическим разломам. В данном случае можно обоснованно предполагать листрический характер разлома вдоль западного борта грабена (предлагается название – Западно-Сосьвинский разлом),

Рис. 8. Принципиальная схема формирования Северо-Сосьвинского грабена.

1 – терригенная толща верхнего триаса; 2 – базальт-терригенная формация среднего триаса; 3 – базальтовая формация раннего-среднего триаса; 4 – массивы габбро; 5 – смятые палеозойские отложения.

I этап (ранний-средний триас). Ограниченное пост-коллизийное растяжение Урала (комплексов Тагильского мегасинклинария), претерпевшего коллизии и консолидацию в позднем палеозое. Формирование грабена, ограниченного сбросами, образование базальтовой и базальт-терригенной формаций.

II этап (поздний триас). Формирование асимметричной структуры (“полуграбена”). Продолжающееся субширотное растяжение (ось которого находится на востоке). Формирование латерального разлома в западном борту грабена. Поворот по этому разлому крупного блока земной коры, в результате чего нижние слои выполения грабена (а возможно – и его днище) вышли на уровень эрозионного среза. В западной части грабена – формирование приразломных мульд, заполняемых терригенной толщей позднего триаса.



сброс и вращение вдоль которого, по всей видимости, и создали наблюдаемую структуру. При угле наклона 5° (что соответствует сейсмическим данным) ориентировочная исчисленная мощность нижней базальтовой формации составит 2170–3050 м, а верхней – базальт-терригенной – 1300–2000 м (не считая дополнительной мощности триасовых осадочных отложений в мульдах). Точность данной оценки мощностей зависит в первую очередь от точности определения угла поворота. При наблюдаемой асимметричности структуры грабена главная региональная ось растяжения должна располагаться восточнее изучаемого района.

Принципиальная схема двухэтапного формирования Северо-Сосьвинского грабена, соответствующая вышеотмеченным геолого-геофизическим данным, показана на рис. 8. Можно предполагать, что именно таким образом образовывались и другие, пока менее изученные, триасовые «полуграбены», широко развитые в Западно-Сибирском мегабассейне.

Триасовый вулканизм Урала и Западной Сибири знаменует собой первый, раннемезозойский, этап постколлизийного развития бывшей подвижной зоны, этап, который по особенностям своего тектонического и структурно-геологического развития является «переходным» к

последующему, плитному этапу, на котором формируется мезокайнозойский платформенный чехол плиты. Очевидно, этот триасовый вулканизм есть результат рассеянного рифтогенеза и связан с субширотным растяжением Урала и Западно-Сибирского мегабассейна.

Отметим, что значение вновь пробуренных скважин весьма велико для познания геологического строения всего этого обширного региона (и смежных территорий), поскольку их изучение весьма значительно расширяет базу достоверных данных о его глубинном строении и развитии.

Исследования проводятся при частичной поддержке РФФИ (грант 02-05-64111), Программы «Ведущие научные школы» (грант НШ-85.2003.5) и Программы Отделения наук о Земле РАН № 5 «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм и взаимодействие геосфер»

Список литературы

Архангельский Н.И. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 3. С. 36–47.

- Бочкарев В.С.* К стратиграфии и тектонике нижнемезозойских отложений Западно-Сибирской низменности и ее обрамления // Тр. ЗапСибНИГРИ. Вып. 31. Тюмень, 1970. С. 24–47.
- Бочкарев В.С., Куликов П.К., Погорелов Б.С.* Стратиграфия досреднеюрских отложений // Тр. ЗапСибНИГРИ. Вып. 11. М.: Недра, 1968. С. 3–26.
- Бочкарев В.С., Погорелов Б.С.* Абсолютный возраст эффузивов туринской серии // Тр. ЗапСибНИГРИ. Вып. 31. Тюмень, 1970. С. 5–14.
- Власов В.А., Чернышов Е.А., Смолин С.Б.* Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности северной части Саранпаульской моноклинали и Ляпинского мегапрогиба // Геология нефти и газа. 1999. № 5–6. С. 2–6.
- Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М.: Наука, 1975. 680 с.
- Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
- 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., Ерохин Ю.С., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А.* Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 91 с.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Печеркин М.Ф. и др.* Строение области сочленения Урала и Западно-Сибирского мегабассейна на Приполярном Урале // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: Геос, 2003. Т. 1. С. 231–234.
- Иванов К.П.* Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
- Каретин Ю.С.* Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН. 2000. 277 с.
- Каретин Ю.С., Иванов К.С.* Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 140–143.
- Курда Н.П., Фрадкина А.Ф.* Новые данные по стратиграфии триаса Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1062–1069.
- Кошевой В.Н., Павлов М.М., Денисов В.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Северо-Уральская. Лист Р-41-І. Саранпауль, 2001.
- Криночкин В.Г., Федоров Ю.Н.* Тундринская свита верхнего триаса Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1983. С. 120–123.
- Ли П.Ф., Равдоникас О.В.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна р.Тавды Западно-Сибирской низменности / Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Вып. 38. Л.: Гостопиздат, 1960. С. 13–23.
- Малютин Н.Б., Смирнов Е.П., Дегтева М.Н.* Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М.: Недра, 1997. 223 с.
- Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам мезозоя Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 53 с.
- Погорелов Б.С.* Стратиграфия образований фундамента Березовского и смежных районов // Тр. ЗапСибНИГРИ. Вып. 40. Тюмень, 1971. С. 28–56.
- Северо-Сосьвинский угленосный район / А.И. Сидоренков, А.В. Гурский, А.А. Нежданов и др. М.: Недра, 1976. 81 с.
- Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). 27 листов. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН УралГеолком, 1997.
- Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1984. 143 с.
- Туаев Н.П.* Геологическое строение и нефтегазоносность Челябинской впадины. Л.: Недра, 1964. 217 с.
- Тужикова В.И.* История нижнемезозойского угленакпления на Урале. М.: Наука, 1973. 251 с.
- Погорелов Б.С.* Стратиграфия образований фундамента Березовского и смежных районов // Тр. ЗапСибНИГРИ. Вып. 40. Тюмень, 1971. С. 28–56.

Рецензент академик РАН В.С. Сурков