

комплексами. Породы, слагающие гнейсовые ядра в таких комплексах, характеризуются выдержанностью метаморфизма на уровне амфиболитовой фации (с сохранившимися реликтами гранулитовой). Полагают, что метаморфизм амфиболитовой фации имеет по отношению к субстрату регрессивный характер [3].

Изложенное выше в значительной степени становится классикой, базовой основой для дальнейшего изучения метаморфизма. Продуктивными направлениями на ближайшее будущее должны стать исследования этого процесса на микро- и мегауровнях. Первый предусматривает изучение физико-химических условий минеральных замещений на молекулярном уровне, а второй – установление взаимосвязи метаморфических процессов от геодинамических особенностей их проявления.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 127 с.
2. Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Хлестов В.В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации // Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976. С. 190-205.
3. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов М.: Недра, 1974. 200 с.
4. Кейльман Г.А. Классификационная система метаморфизма // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Изд-во СГИ, 1983. С. 3-18.
5. Кейльман Г.А., Золоев К.К. Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 208 с.
6. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
7. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
8. Хорева Б.Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма как основа фациального, формационного и металлогенического анализа метаморфических пород // Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1972. С. 110-118.
9. Sutton J. Proceedings of the Geological Society of London. Symposium: Depth and tectonics as factors in regional metamorphism, discussion. 1962. P. 34-36.

УДК 55(470.5 + 571.5)

Ю.Н. Федоров, К.С. Иванов, В.Н. Кошевой, В.В. Кормильцев, М.Ф. Печеркин, С.Г. Захаров,
М.М. Павлов, Ю.В. Ерохин, О.Э. Погромская, Б.А. Калеганов, И.В. Князева

ГЕОЛОГИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛА И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (СЕВЕРО-СОСЬВИНСКИЙ РАЙОН)

В 2001-2002 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 (P-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 участка выходят на поверхность. К востоку они погружаются под платформенный 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 позволили 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, К.А. Львова, 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 [1-12 и др.].

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

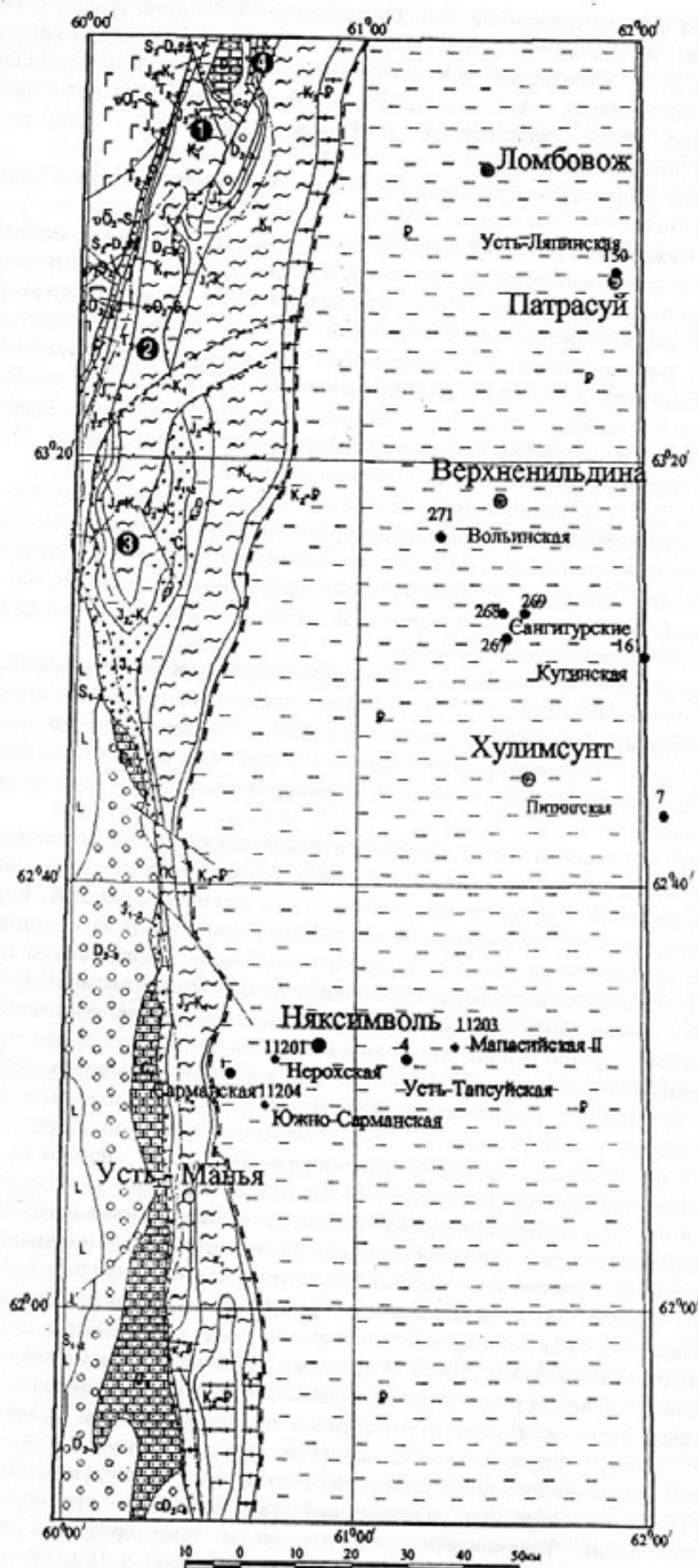
Нижний структурный этаж – это Уральский складчатый пояс, претерпевший как минимум две фазы коллизии и складчатости, главная из которых произошла в позднем палеозое. На изучаемой территории Урал представлен почти исключительно **Тагильским мегасинклином (мегазоной)**, образующим неширокую, 40-75 км, вытянутую 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 фамена – раннего карбона. В строении Тагильской мегазоны, по данным работ [5, 8], принимают участие следующие геологические комплексы (снизу вверх по разрезу):

1) толент-базальтовый $O_3(?)$; 2) колчеданосный натриевых базальтов и плагиориолитов $O_3-S_1In_1$; 3) непрерывно дифференцированный (риолит-андезит-базальтовый) островодужного типа $S_1In_2-w_1$ (павдинская, именновская свиты и их аналоги); 4) субщелочной андезит-базальтовый $S_1w_2-S_2Id_1$ (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 [10]. В пределах территории выделяются образования верхнего ордовика (польнская свита), верхнего силура-нижнего девона (сосьвинская свита), нижнего-среднего девона (лопсийская, рувшорская толщи), среднего-верхнего девона (нахорская толща), верхнего девона (иоутыньинская толща) и нерасчлененного нижнего карбона.

Польнская свита (O_3p1). Отложения свиты описаны в северо-западной части площади, в составе Присалатимского аллохтона. 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*. Разрез свиты изучен главным образом по притоку р. Хальпсавитья. В береговых обнажениях и горных выработках снизу вверх по разрезу наблюдается смена грубоплитчатых аповулканогенных амфибол-полевошпат-хлоритовых сланцев карбонатными серицит-хлорит-кварц-полевошпатовыми и далее графитистыми сланцами серицит-альбит-кварцевыми плейчатными. Последние сменяются эпидот-амфибол-хлорит-полевошпатовыми зелеными сланцами с прослойками зеленовато-серых филлитовидных кварц-актинолит-полевошпатовых сланцев с лейкоксеном и стильномеланом. Выше по разрезу среди зеленых сланцев фиксируются прослои плагиофировых дацит-плагиориодацитов. Мощность свиты > 500 м. Метабазальты польнской свиты относятся к толентовой серии и характеризуются невысокой титанистостью (0,8-1,0 %) и калиестью (0,43 %), повышенными содержаниями Rb (15-50 г/т), Sr (150-700 г/т). Формирование пород свиты происходило в континентальных и мелководных условиях на фоне рифтогенеза, о чем, в частности, свидетельствует химический состав базальтоидов.

Сосьвинская свита ($S_2-D_1 ss$) представлена трахибазальт-трахиандезитобазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, их туфами, туфоконгломератами, реже наблюдаются базальты, линзы известняков. Мощность отложений более 1000 м. В прослоях и обломках известняков собрана фауна, позволяющая определить их возраст как позднесилурийский (пржидольский век). Сборы фауны в верхней части разреза позволяют отнести известняки и синхронный им вулканизм к верхнему силуру-нижнему девону (пржидольский-лохковский ярусы). Химический состав вулканических сосьвинской свиты умеренно-щелочной, в низах разреза изредка фиксируются базальты нормальной щелочности. Вулканы образуют гомодромный ряд базальт – трахибазальт – трахиандезит (трахит) – трахидацит. Трахиандезиты-трахиты свиты характеризуется 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 [9].



- | | |
|--|----|
| | 1 |
| | 2 |
| | 3 |
| | 4 |
| | 5 |
| | 6 |
| | 7 |
| | 8 |
| | 9 |
| | 10 |
| | 11 |
| | 12 |
| | 13 |
| | 14 |
| | 15 |
| | 16 |
| | 17 |
| | 18 |
| | 19 |
| | 20 |
| | 21 |
| | 22 |
| | 23 |
- Сангитурская

Базальт-трахиандезитовая формация сосвинской 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 трахиандезит-трахитового и трахидацитового состава, видимо, происходили и в наземных условиях.

Породы сосвинской свиты прорываются плагиогранитами, 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 лав трахибазальтов-трахиандезибазальтов афировых и редкопорфировых с подушечной отдельностью. Вверх по разрезу афировые разности сменяются порфировыми. Во вкрапленниках – плагиоклаз (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 фаунистических остатков нижнего девона (лохковский-пражский ярусы) в линзах известняков, залегающих среди подушечных лав: фораминиферы *Tuborecta vagranica* Pron., брахиоподы *Gypidula nucalis* Khod., *Quadrithyrina cf. losvensis* (Khod.), трилобиты *Ceratocephala cf. torosa* Ancigin и др. Верхняя лопсийская подтолща ($D_{1-2}lp_2$) согласно налегает на нижнюю трахибазальтовую подтолщу. 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 подтолщи 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 трахиандезибазальтового-трахиандезитового состава. В разрезе преобладают полимиктовые конгломераты и песчаники грубосортированные, обычно с разной степенью окатанности обломков: обломки местных пород (вулканы базальт-трахиандезитовой формации и известняки девона) менее окатаны, часто остроугольные; обломки дальнего сноса (преимущественно интрузивных пород) окатаны хорошо. Отложения подтолщи секут дайки долеритового комплекса D_3-C_1 . В обломках и линзах известняков в конгломератах собрана многочисленная фауна, позволяющая датировать верхнюю лопсийскую подтолщу нижним – средним девонам.

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

1 – палеогеновая система: талицкая свита (P_{1tl}), люлинворская серия (P_{1-2ll}), тавдинская (P_{2tl}) и атлымская (P_{3at}) свиты. Глины с прослоями алевроитов и песков, опоки, диатомиты. Мощность – 180-400 м; 2 – уватская свита (K_{2uv}) и дербышинская серия (K_2-P_1dr): усть-маньинская (K_{2um}) и леплинская (K_2-P_1lp) свиты. Песчаники и алевролиты глауконит-кварцевые, диатомиты, опоки. Мощность – 150-370 м; 3 – нижний отдел меловой системы: харасоимская (K_1hr), уланынская (K_1ul), северо-сосвинская (K_{1ss}) и ханты-мансийская (K_2hm). В нижней части – алевроиты и глины темно-серые и серые, часто слюдистые и плитчатые; в средней части светло-серые пески полевошпато-кварцевые; сверху – пески и алевроиты темно-серые. Мощность – 370-450 м. Юрские впадины (цифры в залитых кружках): 1 – Турупинская, 2 – Талтминская, 3 – Вольнская, 4 – Ятринская; 4 – Полудинская серия: маурыннская (J_{2-3mr}), лопсинская (J_3lp) и федоровская (J_3-K_1fd) свиты. Темно-серые плитчатые и листоватые глины, алевроиты, сверху глауконито-кварцевые песчаники. Мощность – 110-200 м; 5 – Заводоуковская серия: яны-маньинская (J_{1-2jm}) и тольинская (J_2tl) свиты. Угленосные образования – песчаники, алевролиты, аргиллиты, бурые угли. Мощность – 80-200 м; 6 – челябинская серия: пестроцветная бокситоносная семьинская (T_{2-3sm}) и угленосная сероцветная ятринская (T_1jt) 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 карбона; 9 – терригенно-карбонатные образования нижнего – среднего девона; 10 – Сосьвинская свита: трахибазальты, трахиандезиты, их туфы; 11 – базальты, андезиты. Дацинты, их туфы, туфогенно-осадочные и карбонатные породы силура; 12 – Ауэрбаховский комплекс: диориты; 13 – Верхнетагильский комплекс: диориты – плагиограниты; 14 – Качканарский и Тагило-Кытлымский комплексы: габбро, габбро-диориты, дуниты; 15 – контур (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

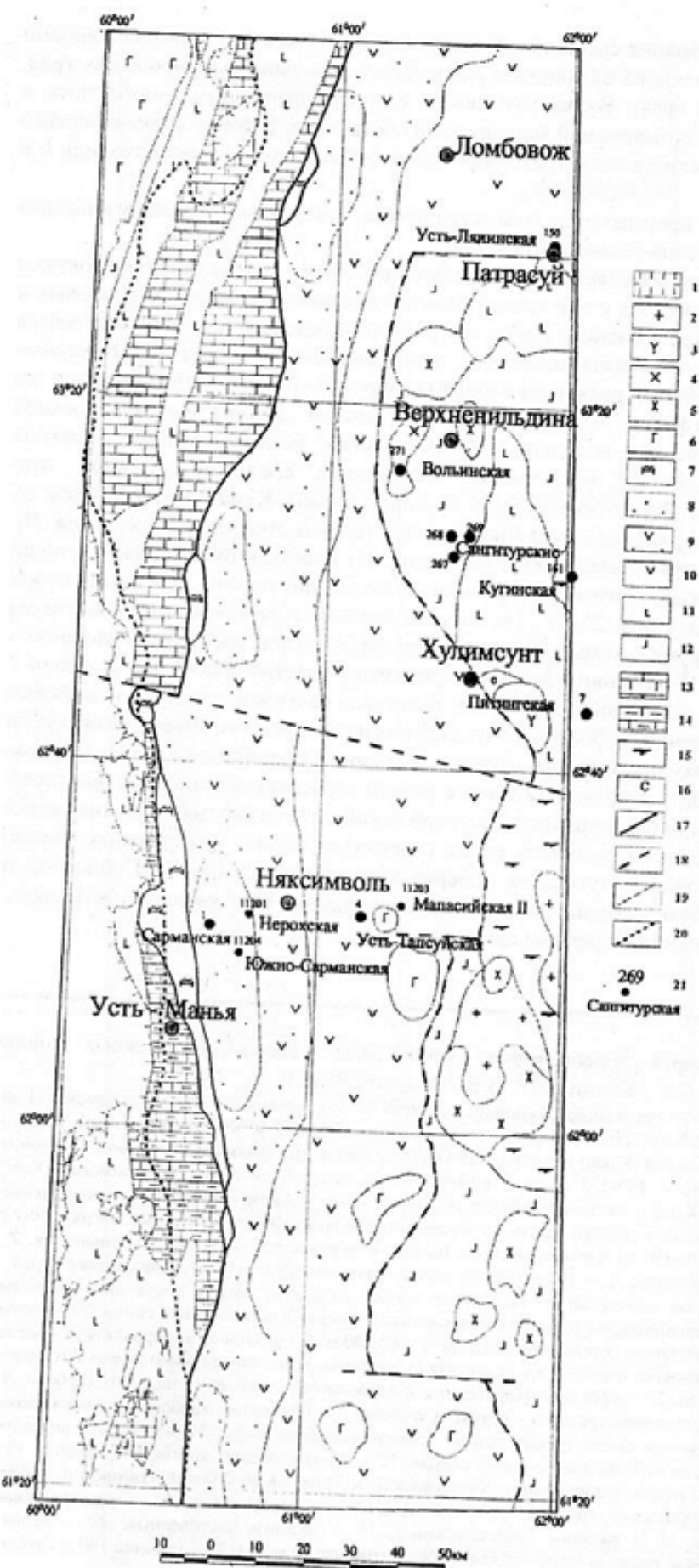


Рис. 2. Схематическая карта доюрского основания Северо-Сосьвинского района (составили: Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н., Князева И.В. с использованием геолого-геофизических материалов Ананьевой Е.М., Верника И.И., Соболева И.Д. и др.):

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 кайнотинных 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; 17 - достоверные и 18 - предполагаемые; 19 - геологические границы; 20 - граница стометрового погружения фундамента; 21 - скважины

В рувшорскую толщу (D_1-D_2IV) обьединены [10] 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_{1rv_1}), как правило, брекчированные, красновато-бурые, розовые, реже серые. В основании разреза - засоренные терригенным и туфовым материалом известняки с прослоями конгломератов, песчаников, известняковых брекчий, туфов трахиандезитового-трахиандезибазальтового состава. Мощность отложений подтолщи 800-900 м. В известняках лохковского яруса определены: брахиоподы *Quadrithyrina tenuisinosus* (Khod.), *Karpinskia vagranensis* Khod., конодонт *Icriodus aff. woschmidti* Zieg. и др.

Известняки пражского яруса обнажаются в правом борту долины р. Люля. Разрез представлен известняками (содержащими фауну саумского горизонта лохковского яруса, вижайского и тошемского горизонтов - пражского), алевролитами, 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.), *Uncimulus gurjevskiensis* Kulk., *Atrypinella losvensis* (Khod.) и др. Верхняя рувшорская подтолща ($D_{1,2rv_2}$) представлена преимущественно серыми, темно-серыми, серо-кремовыми известняками, часто битуминозными, с прослоями песчаников, кремнисто-глинистых и известково-глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов. К верхней подтолще отнесены отложения эмского яруса нижнего девона (карпинский и тальтийский горизонты) и эйфельского и живетского ярусов среднего девона (лангурский и высотинский горизонты). Находки фаунистических остатков позволяют уверенно выделять широко распространенные известняки карпинского и тальтийского горизонтов. Мощность подтолщи 1250-1400 м.

Нахорская толща ($D_{2,3nh}$) 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. Датировка возраста нижней пачки обосновывается определением остатков фауны криноидей *Stenocrinus cf. rasisis* J. Dubat, собранной в прослое известняков среди туфов плагиоклазовых порфиринов. 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 вулканитов отвечает трахиандезибазальтам-трахиандезитам. Трахиандезибазальты, трахиандезиты плотные, массивные породы афанитового облика, иногда миндалекаменной текстуры. Мощность карбонатно-туфовой пачки 800 м. Известняки нижней нахорской подтолщи содержат фауну, характерную для среднего девона (эйфельский-живетский ярусы): 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 определен большой комплекс фораминифер *Parathuramina subvasta* Вык., *P. paracushmani* (Reitl.), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Tikhinella fringa* Вык., *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 прослоны трахиандезитобазальтов, их туфов, яшм. Туфы кристалло-витрокластические, стекло большей частью прозрачное, раскристаллизованное в хлорит-кварц-альбитовый агрегат. Большинство туфов спекшиеся с четкими лапиллиевыми микроструктурами. По химическому составу вулканыты толщи относятся к средним и кислым породам нормальной щелочности кали-натрового ряда с отдельными отклонениями в область умеренно-щелочных составов.

Нижнекаменноугольные отложения нерасчлененные (C₁?) вскрыты скважинами в пределах 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 описан 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. Вулканыты 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 TiO₂ и P₂O₅. Осадочные и вулканогенно-осадочные породы представлены тонко переслаивающимися полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевритами, аргиллитами, известняками, туфопесчаниками, туфами, туффитами различной зернистости. Отмечаются вулканогенно-осадочные породы, а также конгломераты, песчаники.

По палеозойским образованиям повсеместно развита кора выветривания. Учитывая отсутствие в большинстве случаев соответствующих доказательств ее возраста, считаем наиболее целесообразным в целом для района условно ограничить время формирования коры триас-юрским диапазоном. 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 (Люльинское 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.

Средним структурным этажом и основной структурой рассматриваемой площади является триасовый **Северо-Сосьвинский грабен**, который был выделен в результате проведенных нами исследований [6, 12]. 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 споропыльцевым 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 соответствующих, по нашему мнению, массивам габбро, комагматичным базальтам. Очевидно, этот триасовый вулканизм есть результат рассеянного рифтогенеза и связан с субширотным растяжением Урала и Западно-Сибирского мегабассейна.

Нами изучались новые глубокие (до 4,5 км) скважины: Сарманская 1, Нерохская 11201, Южно-Сарманская 11204 пробурены 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.

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 – *Protohaploxypinus*, *Klausipollenites*, *Florinites*, *Tanaeasporites* и др. Кроме этого, заметное место в палинокомплексах занимает пыльца *Cycadopites* и *Ginkgocycadophytus*. Споры *Leiotriletes* единичны, а содержание *Dipteridaceae* и *Duplexisporites* не превышает 5-6 %. Данный комплекс можно датировать норием (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*, *Protohaploxypinus* и др. Среди спор доминируют *Dipteridaceae*, отмечены *Duplexisporites*, *Osmundacidites*, *Coniopteris*, *Punctatisporites*. Это может свидетельствовать о рэском 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 – *Protohaploxypinus*, *Tanaeasporites*, *Klausipollenites*, *Alisporites*, *Platysaccus*, *Stratocconiferus*. До 5 % микрофоссилий составляют зерна *Cycadopites*. В споровой части спектра наибольшее распространение имеют зерна *Osmundacidites*, *Dipteridaceae*, *Syathidites*. 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*, *Protohaploxypinus*, *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*, *Syathidites* (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 рэским.

Представительные массивы данных по К-Аг датировке эффузивов нами получены по скважинам Нерохская 11201 и Усть-Талсуйская 4 (см. таблицу). Вариации значений возраста довольно значительны, их большинство и средние укладываются в интервал типично “триасовых” цифр абсолютного возраста. Возраст базальтов по скважинам Нерохская 11201 и Усть-Талсуйская 4 отличается определенным увеличением по линии запад – восток, т. е. эффузивная часть разреза скважины Усть-Талсуйская 4 является более древней, чем эффузивы, вскрытые скважиной Нерохская 11201. Данный факт хорошо подтверждает видимое на временных разрезах 2D OIT удревание верхней части триасового комплекса, несогласно перекрытого средне-верхнеюрскими отложениями, это связано с увеличением глубины среза в восточном направлении. 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 – Нерохская 11201 – были получены изохронные датировки по Sm-Nd и Rb-Sr методам. Несмотря на существенные погрешности по обоим геохронометрам, наблюдаются близкие значения абсолютного возраста – 234 и 232 млн лет, соответственно. 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 палинокомплексы, отнесены к норию, возможно верхам карния.

К-Аг датирование пород из скважин Северо-Сосьвинского грабена

Номер образца	Порода	К, %	Аг _{рад.} нг/г	Т, млн лет
Усть-Тапсуйская скважина 4				
У-Т 1380,7-1387/3,8	Базальт	0,350	6,55	251±13
У-Т 1380,7-1387/4,8	—	0,390	6,63	230±12
У-Т 1380,7-1387/низ	—	0,44	6,78	209±12
У-Т 1493-1497/верх	—	0,850	15,4	245±10
У-Т 1493-1497/1	—	0,760	13,8	244±10
У-Т 1493-1497/низ	—	0,620	9,80	214±11
У-Т 1582-1590,9/4,5	—	0,535	7,60	194±11
У-Т 1590,9-1599,1/0,2	—	0,310	4,69	206±13
У-Т 1657-1660,2/1,75	Песчаник	1,90	29,7	213±6
Мапасийская скважина 11203				
Ма 1460-1461	—	0,95	24,00	332±15
Ма 1542-1550	—	0,23	6,69	377±26
Ма 1647-1655	—	0,20	6,40	411±30
Ма 1705-1709	—	0,85	16,80	264±12
Ма 1964-1970	—	0,37	11,20	391±15
Нерохская скважина 11201				
Не 2029-2038/1,0	Песчаник	0,865	20,0	306±12
Не 2275-2286/1,0	Базальт	0,23	3,55	210±14
Не 2470-2481/1,0	—	1,07	18,9	238±9
Не 2667-2677/1,5	—	0,17	3,72	290±20
Не 2860-2872/3,6	—	0,43	6,09	194±10
Не 3039-3047/1,5	—	0,39	6,25	218±12
Не 3110,5-3120,5/3,0	—	0,88	16,8	257±11
Не 3110,5-3120,5/9,4	—	0,97	18,5	256±10
Не 3172,12-3181,32/5,4	—	0,54	6,70	171±10
Не 3172,12-3181,32/8,3	—	1,17	15,1	177±7
Не 3470-3475	—	0,27	8,10	387±22
Не 3600-3606	—	0,40	11,70	380±20
Не 4145	—	0,78	14,90	256±12
Южно-Сарманская скважина 11204				
Ю-С 2390-2398/2,5	Песчаник	0,725	16,5	302±13
Ю-С 2510-2517/3,5	базальт	0,97	17,2	239±9
Ю-С 2915-2923/1,0	—	0,32	4,61	197±14

Примечания. 1. Содержание калия определено рентгеноспектральным способом на спектрометре СРМ-18. 2. Содержание радиогенного аргона выполнено на масс-спектрометре МИ-1330 с использованием трассера, обогащенного изотопом Аг³⁸. 3. При расчете возрастов использованы константы, принятые в 1976 году. Аналитик Б.А. Калеганов, ИГиГ УрО РАН.

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 (я основным туфогенных) пород, комплексе среднего триаса. Второй – песчано-глинистые слои верхнего триаса. Между этими комплексами зафиксировано угловое и стратиграфическое несогласие. По интервали 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, возможно вулканогенно-осадочный, обособить как тапсуйскую свиту. Стратотипом для ладинско-норийской нерохской свиты предлагается скважина Сарманская I в интервале глубин 1348–2728 м.

Тапсуйская свита индексо-ладинского возраста на наибольшую мощность вскрыта скважиной Нерохская 11201, где возраст её верхней части определен K - 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.

В результате исследований нами установлено, что Северо-Сосьвинский 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 её 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 литрическим разломам. В данном случае можно обоснованно предполагать литрический характер разлома вдоль западного борга грабена (предлагается название “Западно-Сосьвинский разлом”), 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 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. 3.

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.

Верхним структурным этапом 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 Уральского складчатого пояса, являющегося на данной территории складчатым основанием для формаций двух верхних этажей.

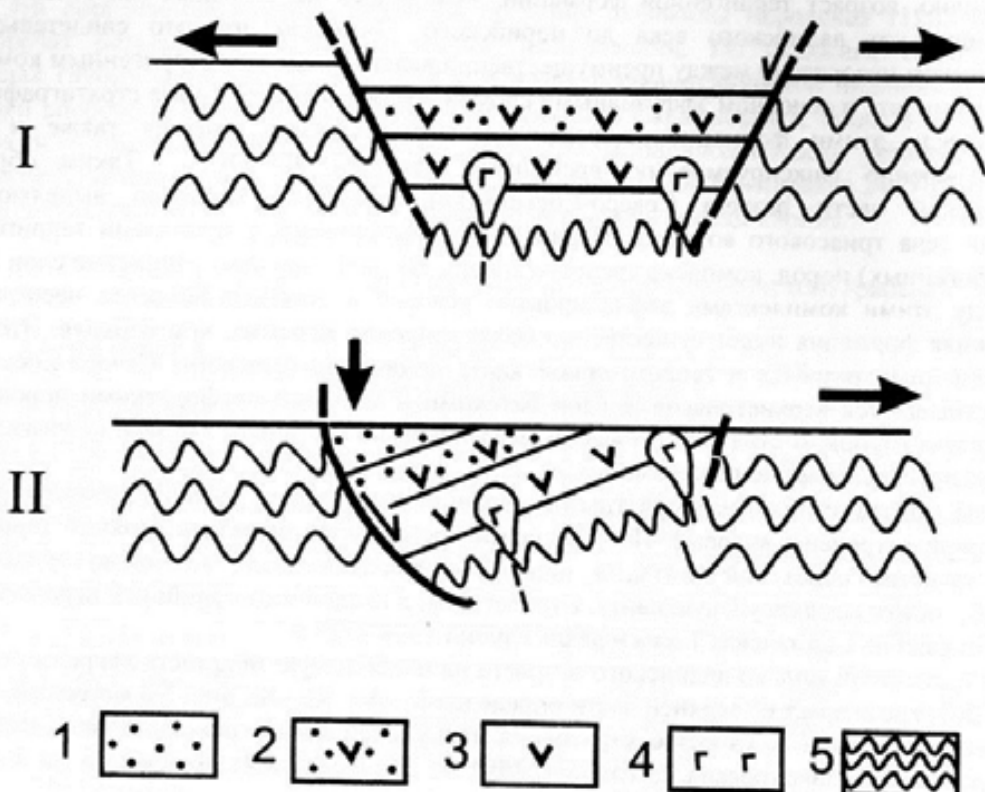


Рис. 3. Принципиальная схема формирования Северо-Сосьвинского грабена. Условные обозначения:

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 постколлизийное растяжение Урала (комплексов Тагильского мегасинклинали), претерпевшего коллизии и консолидации в позднем палеозое. Формирование грабена, ограниченного сбросами, образование базальтовой и базальт-терригенной формаций.

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

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.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бочкарев В.С. К стратиграфии и тектонике нижнемезозойских отложений Западно-Сибирской низменности и ее обрамления // Тр. ЗапСибНИГРИ, вып. 31. Тюмень, 1970. С. 24-47.
2. Бочкарев В.С., Погорелов Б.С. Абсолютный возраст эффузивов туринской серии // Тр. ЗапСибНИГРИ, вып. 31. Тюмень, 1970. С. 5-14.
3. 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.
4. Геология нефти и газа Западной Сибири / Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А. и др. М.: Наука, 1975. 680 с.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6 - 0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 252 с.

6. **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: Изд-во УрО РАН, 2002. С. 91
7. **Иванов К.П.** Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
8. **Каретин Ю.С.** Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 2000. 277 с.
9. **Каретин Ю.С., Иванов К.С.** Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2001. С. 140-143.
10. **Кошевой В.Н., Павлов М.М., Денисов В.А., Суворов В.В., Лалыко Е.В., Шмелев В.Р. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Северо-Уральская. Лист Р-41-1. Саранпауль, 2001.
11. **Северо-Сосьвинский угленосный район** / А.И. Сидоренков, А.В. Гурский, А.А. Нежданов и др. М.: Недра. 1976. 81 с.
12. **Федоров Ю.Н., Иванов К.С., Захаров С.Г., Ерохин Ю.В., Кормильцев В.В., Погромская О.Э. и др.** Геологическое строение и стратиграфия триасовых отложений Северо-Сосьвинского грабена // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 2003.

УДК 550.83 + 551.24

Г.Г. Кассин, В.В. Филатов

О ГЕНЕЗИСЕ СОЛЯНЫХ СТРУКТУР ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ*

Проблема установления генезиса геологических образований является одной из важнейших в геологической науке, независимо от того, идет ли речь о минерале, или о Земле в целом. Чтобы ее разрешить, исследователь должен найти ответы как минимум на два вопроса: что служит двигателем процесса, приведшего к формированию геологического образования, и в каких условиях он протекал. В этом отношении в истории изучения Верхнекамского месторождения пока еще не поставлена точка в вопросе о генезисе соляных структур. Есть несколько мнений о том, как они образовались.

Так, В.И. Копнин считал, что нагнетание соляных масс в ядра брахиантиклиналей и куполов происходило под действием неравномерных статических нагрузок на соляной пласт со стороны более плотных надсоляных толщ. Поэтому развитие соляных структур тесно связано с местоположением, структурой и глубиной врезов речных долин. Последние, нарушая равновесие соляных масс, и определяют галокинезные движения. При этом В.И. Копнин полностью отрицал роль подсолевых отложений, их блоковое строение в формировании соляных структур [8].

Н.М. Джиноридзе с коллегами утверждают, что движущей силой, приведшей (и продолжающей приводить) к образованию соляных куполов, является широтное давление со стороны Уральской складчатой системы на осадочный чехол, который был сорван и в виде серии надвигов перемещен на запад. Во фронтальных частях надвиговых пластин и образовались соляные антиклинали. Влияние же субвертикальных разломов фундамента, выявленных в Предуральском прогибе в Бельской и Соликамской впадинах, на структуру и строение осадочного чехла, Н.М. Джиноридзе во внимание не принимает.

Почему В.И. Копнин отрицал полностью, а Н.М. Джиноридзе отрицает частично влияние тектоники на строение соляной толщи? По нашему мнению, это было обусловлено плохой изученностью тектоники месторождения в то время, когда оба исследователя развивали свои концепции. Начиная с 1986 г. тектоническая изученность территории месторождения существенно изменилась в связи с проведенными здесь комплексными крупномасштабными геофизическими исследованиями, прежде всего, площадными гравиметровой и аэромагнитной съемками, результаты которых стали основой для разработки тектонической схемы месторождения. Проведенный нами анализ результатов геофизических исследований, а также опыт изучения строения солеродных бассейнов, находящихся на территории бывшего Советского Союза, позволяет нам утверждать, что в

* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ. Проект № 02-05-64229.