

Секция 1

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

КОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОГНОЗА И ПОИСКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.А. Поцелуев¹, доцент, Ю.С. Ананьев¹, доцент, В.Г. Житков², доцент

¹*Томский политехнический университет, г. Томск, Россия*

²*Центр дистанционных исследований и мониторинга окружающей среды, г. Томск, Россия*

Космические методы исследования с момента их появления всегда были и будут актуальны, особенно для России с её просторами, огромными расстояниями, неразвитой инфраструктурой. Необходимо также отметить, что площади известных горнорудных районов Сибири в геологическом отношении довольно хорошо изучены и опойсканы. Поэтому здесь можно рассчитывать, главным образом, на выявление скрытых рудных объектов (глубоко залегающих и/или перекрытых рыхлыми отложениями). Это требует перехода на новые технологии прогноза и поиска месторождений, которые позволяют на начальном этапе в короткие сроки при минимальных затратах средств значительно сократить размер перспективных площадей для постановки детальных глубинных поисковых работ. И здесь на первый план также выходят космометоды геологических исследований.

Особо важным обстоятельством является то, что космические съемки (КС) являются высокоэкологичными. При их выполнении не нарушается целостность и не происходит загрязнение исследуемых территорий.

Очевидным преимуществом данных КС является [2, 8]:

- объективность и метричность исходной информации;
- обзорность, непрерывность, наглядность и требуемая детальность;
- использование цифровых средств получения информации и обработка данных в среде геоинформационных систем;
- естественная генерализация и повышенная глубинность;
- высокая информативность, обусловленная возможностью получения данных в широком диапазоне спектра электро-магнитного излучения;
- высокая экспрессность и относительно низкая стоимость, что позволяет сократить сроки и повысить результативность геологоразведочных работ.

Широкое применение КС стало возможным благодаря ускоренному развитию научно-технического прогресса в 20 веке, особенно во второй его половине. В начале 1970-х годов были созданы специальные технические средства, сканерная, тепловизионная и другие виды съемок. Был значительно расширен диапазон технических возможностей и решаемых задач. Применение материалов КС становится обязательным в системе геологической службы страны при проведении геологосъемочных работ среднего и крупного масштабов. Они все более широко используются при прогнозировании и поиске месторождений нефти и газа, рудных полезных ископаемых, кимберлитовых трубок, строительных материалов, подземных вод. Значительные успехи были достигнуты в области использования космоматериалов при изучении состояния природной среды, выявлении уровня и источников ее загрязнения, проведении мониторинга природных систем, подверженных интенсивному антропогенному воздействию, проведении геоэкологического картографирования [6-8].

Современный, качественно новый этап развития КС наступил в 80-х годах с появлением нового поколения цифровых систем получения информации, разработкой компьютерных средств обработки изображений и технологий комплексного анализа разнородных пространственно координированных данных.

В России в начале 1990-х годов начали функционировать космические многоспектральные и радиолокационные системы получения дистанционной информации в цифровом виде МСУ-М, МСУ-СК, МСУ-Э, Алмаз, а также фотографические системы высокого пространственного разрешения КФА-1000, МК-4, КФА-3000, ТК-350, КВР-1000. За рубежом широко используются данные многоспектральных и радиолокационных космических съемок систем Landsat MSS, ETM+ (США), Spot XS, P (Франция), ERS (Европа), JERS-1, ADEOS (Япония), RADARSAT (Канада). Выполняются национальные программы для исследования окружающей среды в Китае, Индии, Бразилии, Аргентине с использованием собственных космических съемочных систем [7].

Характерной особенностью современного этапа многопланового использования космических материалов является широкая коммерциализация при резком снижении цен. В настоящее время общедоступными и активно распространяемыми для потребителей являются данные спутниковых съемочных систем LANDSAT, SPOT, IRS, QUICKBIRD, IKONOS, ORBVUEW, Ресурс. Реализацией этих материалов в России занимается несколько специализированных фирм.

Возможность и необходимость использования материалов ДЗ для решения широкого круга задач в области геологии и недропользования были показаны на различных примерах и декларативно отражены в ряде инструкций. Но работы такого плана, несмотря на их очевидную высокую информативность и относительную дешевизну, не нашли самого широкого применения, за исключением отдельных ведомств (во времена СССР) или компаний (в настоящее время). В первую очередь это обусловлено не очень удачными попытками фирм

геологоразведочного профиля, не имеющих специальной базы (подготовленных специалистов по дешифрированию космоснимков и в области ГИС-технологий, специальных программных продуктов и соответствующей вычислительной техники), получить качественную информацию из материалов КС. Частично ситуацию можно поправить, вводя в программу подготовки специалистов в Вузах соответствующие учебные дисциплины [1, 8].

Технические средства дистанционного зондирования (ДЗ) нового поколения позволяют получать с космических носителей информацию в нескольких диапазонах электромагнитного спектра с регистрацией измерений в цифровой форме с малым (1000 м и более), средним (600–300 м) и высоким (10–<1 м) пространственным разрешением.

Пространственное разрешение является одним из главных параметров ДЗ. Наряду с задачами исследования состояния ОС и картографирования ресурсов мелкого (1: 5000 000 - 1: 500 000) и среднего (1: 200 000 - 1:50 000) масштабов, когда требуется невысокое пространственное разрешение, все больше решается задач методами ДЗ при крупномасштабных (1: 25 000 и крупнее) исследованиях (картографирование, поиски, мониторинг и др.), когда требования к разрешению ограничиваются техническими возможностями ДИ. С увеличением разрешающей способности съемки значительно возрастает экономический эффект от применения космических методов.

Для решения многих задач применяется комплекс методов, когда выполнение исследований по заданному району проводится одновременно в нескольких масштабах и в разных спектральных диапазонах. Как правило, для большинства решаемых задач достаточно провести съемку в одном масштабе, но все больше возникает задач, когда исследования проводятся одновременно по большим территориям в мелком масштабе и на наиболее интересных локальных площадях в крупном масштабе. Это определяется одним из ведущих принципов в исследовании окружающей среды - принципом выборочной детализации.

В разных диапазонах КС объекты и явления проявляются по-разному. В одних случаях предпочтительна съемка в каких-то участках видимого диапазона, в других случаях более информативен ИК-диапазон и т.д. Для изучения тектонического строения зеленых районов более информативен ближний ИК-диапазон, для инженерных сооружений предпочтителен диапазон 0,6-0,7 мкм, а для исследований на шельфе 0,4-0,5 мкм [8]. Большинство задач решается в видимом диапазоне, но при этом на втором месте стоят задачи требующие использования всех диапазонов пассивного и активного зондирования.

Для решения разнообразных геологических, экологических и других задач часто возникает необходимость выполнения исследований с определенной периодичностью, которая может быть от нескольких часов до многих лет. Это зависит от скорости и интенсивности тех процессов и явлений, за которыми ведется наблюдение. При мониторинге современных геологических процессов съемку достаточно проводить один раз в несколько лет. Изучение загрязнения снежного покрова методами ДЗ выполняется, как правило, один раз в год в конце зимы - начале весны.

Космические системы и программы различаются по назначению, используемой аппаратуре, спектральному диапазону исследований и другим характеристикам. Различают следующие виды систем - КС с оптической аппаратурой высокого пространственного разрешения, КС с радиолокационной аппаратурой, метеосистемы, программа дистанционного зондирования Земли из космоса EOS, КС мониторинга океана, КС исследования атмосферы Земли, малые космические аппараты дистанционного зондирования Земли [4].

К современным спутниковым системам высокого разрешения и получаемым от них данным предъявляются следующие основные требования [3]:

- высокое пространственное разрешение - не хуже 1 м в панхроматическом режиме;
- высокое радиометрическое разрешение - не менее 11 бит на пиксел в панхроматическом режиме;
- наличие не менее 4 спектральных каналов, в том числе 1 инфракрасного;
- пространственное разрешение мультиспектральной съемки - не хуже 4 м;
- возможность получения стереосъемки;
- возможность обновления картографического материала масштаба не хуже 1:5000 и создания топокарт масштаба не хуже 1:10000;
- периодичность получения данных на одну и ту же область на земной поверхности не более 3 суток на широте 54-56 гр. сев. широты;
- возможность осуществления мониторинга определенных территорий и районов с периодичностью не менее 4 раз в год;
- ширина полосы захвата должна составлять не менее 8 км;
- возможность получения «перспективной» съемки с отклонением от надира до 30 градусов.

В 2005 г. на орбите находились три коммерческих спутника высокого разрешения - это спутник QuickBird компании DigitalGlobe (разрешение 0,60 м), IKONOS компании Space Imaging и ORBVIEW компании OrbImage (оба с пространственным разрешением 1 м) [3]. Планируется запуск еще нескольких космических аппаратов дистанционного зондирования высокого разрешения. Так, компания OrbImage Inc. объявила о получении контракта от Национального агентства США по разведке земной поверхности (National Geospatial-Intelligence Agency, NGA) на разработку спутника OrbView-5, который будет получать ДДЗ с разрешением 0,41 м в панхроматическом режиме и 1,64 м в мультиспектральном режиме. Запланированная высота орбиты — 660 км. После вывода на орбиту спутника OrbView-5 в начале 2007 г. группа спутников OrbView будет получать снимки, покрывающие площадь более 1,2 млн кв. км в день, обеспечивая возможность съемки любой точки земного шара каждые 1,5 дня.

В июне 2006 г. был выведен на орбиту российский спутник высокого разрешения «Ресурс-ДК1». Эксплуатирующей организацией является Научный центр оперативного мониторинга Земли. Комплекс предназначен для многозонального зондирования земной поверхности с целью получения в масштабе времени, близком к реальному, высокоинформативных изображений в различных диапазонах спектра электромагнитного излучения с обеспечением оперативной доставки информации по радиоканалу непосредственно на наземные

пункты приема и последующим представлением ее после тематической обработки широкому кругу потребителей как российских, так и зарубежных. Спутник получает изображения с разрешением 1 м в панхроматическом режиме и до 3 м - в мультиспектральном режиме (табл.).

Таблица

Характеристика спутника Ресурс-ДК1 (<http://www.gisa.ru>)

Характеристика, параметр	Значение
Разрешение при съемке с высоты 360 км в надире, м:	> = 1
- в панхроматическом диапазоне	до 3
- в узких спектральных диапазонах	
Спектральные диапазоны, мкм:	0,58-0,8
- панхроматический	0,5-0,6
- узкие спектральные диапазоны	0,6-0,7 0,7-0,8
Количество диапазонов, снимаемых одновременно	до 3
Полоса захвата при съемке в надири, км	до 28
Скорость передачи даны по радиолинии, Мбит/с	150, 300
Оперативность передачи информации, ч:	РМВ
- при съемке в пределах радиовидимости ППИ	от РМВ до 13
- с использованием бортового ПЗУ при передаче информации на один ППИ	
Максимальная суточная производительность, млн. кв. км	до 1
Протяженность маршрутов съемки, км	от 15 до 2000
Наклонение орбиты, град	70
Срок активного существования, год	3

Примечание: ППИ – пункт приема информации;
РМВ – реальный масштаб времени.

На примере выполненных космометодами разномасштабных геологических и прогнозно-поисковых исследований некоторых нефтегазовых районов Сибири, районов развития уникальных полиметаллических месторождений Рудного Алтая, территории Томской особой экономической зоны показаны возможности, высокая информативность и технология использования данных космосъемок.

Литература

1. Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Поцелуев А.А., Орехов А.Н. Опыт преподавания ГИС-технологий в Томском политехническом университете // ARCREVIEW (современные геоинформационные технологии). – 2005, № 3. С. 14.
2. Аэрокосмические методы геологических исследований / Под ред. А.В. Перцова. – СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. - 316 с.
3. Болсуновский М.А. Обзор современного состояния рынка данных дистанционного зондирования высокого пространственного разрешения в РФ. Основные тенденции развития // Вторая международная конференция «Земля из космоса – наиболее эффективные решения», 30 ноября – 2 декабря 2005 г. – М.: Инженерно-технологический Центр СканЭкс, ЗАО «Совзонд», ООО «Издательство БИНОМ», 2005. С. 26-31.
4. Габрук С.В., Гершензон В.Е. Космические системы дистанционного зондирования Земли.-М.: Изд-во А и Б, 1997. -296с.

5. Житков В.Г., Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Кузнецов А.С. Позиция крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая в космогеологических структурах // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Материалы геологической конференции, посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». – Томск: Изд-во ТПУ, 2005, с. 391-396.
6. Кирсанов А.А. Развитие дистанционных методов изучения нефтегазовых территорий // Отечественная геология, 1994, № 6, с. 34 - 38
7. Перцов А. В. Аэрокосмические методы в геологии на рубеже веков // Отечественная геология, 1999, № 1, с. 7 - 12.
8. Поцелуев А.А., Архангельский В.В. Дистанционные методы исследования окружающей среды. Учебное пособие для вузов. – Томск: STT, 2001. - 184 с.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА УЧЕБНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА ТПУ В ХАКАСИИ (ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

К.В. Андреева

Научный руководитель доцент Ю.С. Ананьев

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Под дистанционными методами исследования понимается получение информации об объекте по данным измерений, сделанных на расстоянии от объекта, без непосредственного контакта с его поверхностью. В практике геологоразведочных исследований дистанционные методы применяются давно. С помощью дистанционных методов может быть решен широкий круг разнообразных задач в области геологии: построение интерпретационных моделей геологического строения и локализации месторождений полезных ископаемых на разных уровнях генерализации; геологическое картографирование (обзорное, мелко-, средне- и крупномасштабное); прогнозирование месторождений полезных ископаемых. В настоящее время дистанционные методы изучения применяются широко. Это связано с появлением нового поколения цифровых средств получения информации, разработкой компьютерных средств обработки изображений и технологий комплексного анализа разнородных пространственно координированных данных – геоинформационных технологий.

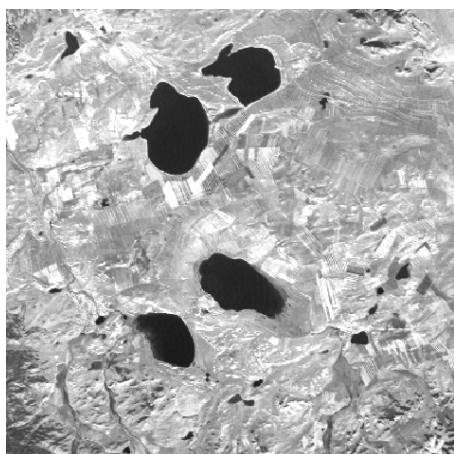


Рис. 1. Космический снимок Landsat ETM+

При выполнении данной работы исходными материалами послужили данные дистанционных исследований - космический снимок Landsat ETM+ (рис. 1). Обработка материалов проводилась с использованием программ Erdas Imagine и ArcGIS.

В ходе выполнения работы необходимо решить следующие задачи:

• выявление и прослеживание на космическом снимке Landsat ETM+ границ распространения определенных горизонтов и свит, состоящих из пород различного литологического состава, но обладающих общими характерными признаками для их дешифрирования;

- выявление, прослеживание и анализ стратиграфических и тектонических взаимоотношений, как между отдельными отложениями, так и их комплексами (установление геологической последовательности в залегании пород, различного типа несогласий, фиксирование и анализ различного типа структур, тектонических нарушений и т.д.);
- по результатам работы составить геолого-структурную модель района.

Методика геологического дешифрирования основывается на существующих тесных взаимосвязях между различными объектами, процессами и явлениями в природе, проявлением этих природных взаимосвязей на поверхности Земли и их объективным отображением на аэрофотоснимках и космических снимках.

Методика работы с космическими снимками заключается в обработке и дешифрировании исходных растровых изображений, которая проводится с целью картирования хорошо проявленных структурных элементов.

Обработка и дешифрирование исходного раstra пространственного разрешения проводится с использованием процедур улучшения и комплекса различных методов фильтрации (рис. 2).

Создание и обработка синтезированных изображений проводится для выделения неявно проявленных и скрытых структурных элементов. При этом проводятся классификации, создаются производные растровые

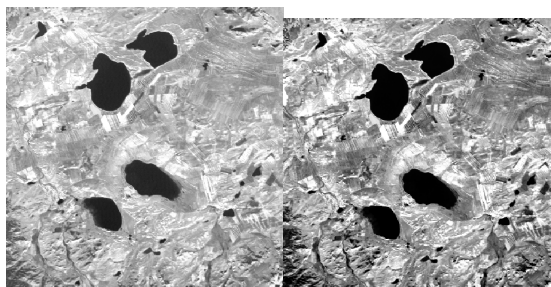


Рис. 2. Процедуры улучшения, повышение контрастности снимка путем цифровой обработки

изображения с использованием «алгебры карт», рассчитываются индексы IR/R, SQRT, NDVI, Vegetation, Iron Oxide, Clay minerals, Ferrous Minerals, Mineral composite, Hydrothermal composite и другие (рис. 3).

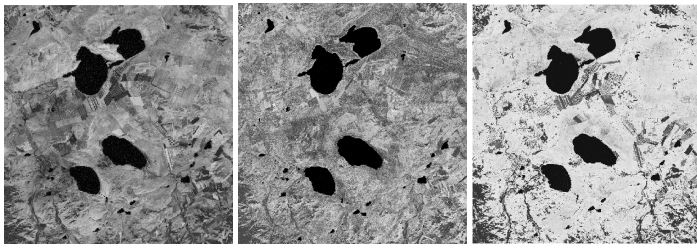


Рис. 3. Создание и обработка синтезированных изображений

Анализ и обработка цифровой модели рельефа проводится на территориях с высокой заселенностью и зашумленностью сельхозугодиями и объектами инфраструктуры. При этом используются процедуры рельефной визуализации и построения теневой модели рельефа. Совместный анализ растровых изображений и цифровой модели рельефа (рис. 4) позволяет наглядно представить исследуемую территорию с целью анализа проявленности и морфологических особенностей выделенных элементов

дешифрирования. При этом используется 3D визуализация и создание анаглифических (стерео) изображений.

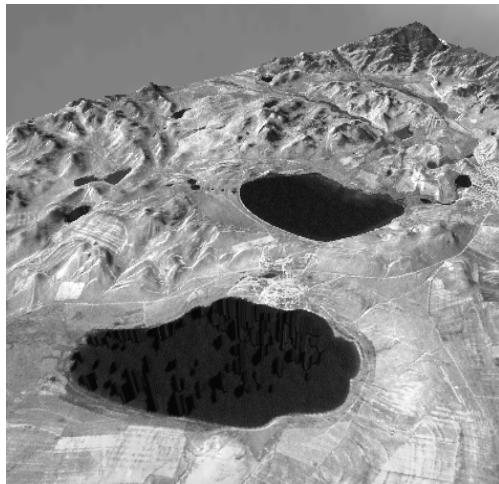


Рис. 4. Совместный анализ растровых изображений и цифровой модели рельефа

При проведении геологического дешифрирования по данным космического снимка Landsat использовались как прямые признаки, отображающие на снимках непосредственно дешифрируемый объект, так и косвенные, с помощью которых при расшифровке определенных взаимосвязей производится опознавание и оконтуривание того или иного объекта геологической съемки.

В результате проделанной работы было еще раз подтверждено, что геологическое строение района учебного полигона ТПУ в Хакасии характеризуется неоднородным геологическим строением. В строении района принимают участие разнообразные породные ассоциации.

Выделены следующие вещественные комплексы: нерасчлененные нами додевонские отложения, отложения девонской системы, представленные нижним, средним и верхним отделами, отложения каменноугольной системы. На территории выделяется интрузивный улень-туимский комплекс. Породы выходят на дневную поверхность на юге района и перекрываются отложениями быскарской серии нижнего девона. Тектоническое строение района

обусловлено наличием нескольких структурных этажей, которые сформировались в различных геотектонических условиях. Нижний структурный этаж представлен структурами геосинклинали цикла развития и сложен нерасчлененными нами додевонскими отложениями, которые прорваны гранитами улень-туимского комплекса. Второй структурный этаж представлен переходным комплексом и сложен породами быскарской серии нижнего девона. Отложения комплекса с угловым несогласием залегают на нижнем структурном этаже. Отложения структурного комплекса осложнены пликативными структурами и разрывными нарушениями. Пликативные структуры быскарской серии имеют северо-западное, северо-восточное простирание осей. Дизъюнктивные нарушения, осложняющие строение комплекса, имеют, как правило, северо-восточное простирание. Третий структурный этаж представлен переходным комплексом, в состав которого входят отложения сарагашской и бейской свит среднего девона. Отложения среднего девона залегают с угловым несогласием на отложениях нижнего девона. Пликативные структуры данного переходного комплекса отличаются от подобных структур нижележащего этажа. Распространены линейные складки, острые по форме замка, с горизонтальной осью. Преимущественно развиты прямые складки, осевая плоскость которых вертикальна. Комплекс характеризуется развитием разрывных нарушений, имеющих преимущественно северо-западное простирание. Следующий структурный этаж – переходный комплекс. Комплекс сложен отложениями

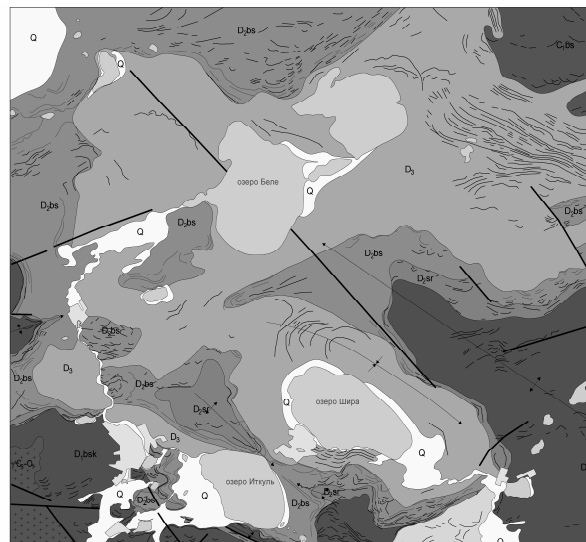


Рис. 5. Геолого-структурная модель района

верхнего девона. Отложения слабо дислоцированы. Простираение осей складок юго-западное. Верхний структурный этаж представлен переходным комплексом, сложенным отложениями нижнего карбона.

Таким образом, в результате проделанной работы были решены следующие задачи:

- при геологическом дешифрировании были выделены многочисленные признаки, которые позволили выявить и описать отраженные на космическом снимке Landsat геологические объекты;
- в результате геологического дешифрирования построена геолого-структурная модель района (рис. 5).

Литература

1. Бурдэ А.И., Высоцкий А.А., Олейников А.Н. и др. Геологическая документация при геолого-съёмочных и поисковых работах. — Л.: Недра, 1984. — 271 с.
2. Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону ВУЗов Сибири) / Под редакцией В.П. Парначева — Томск: 1992. — 166 с.
3. Материалы по геологии учебного геологического полигона Томского политехнического университета по результатам ГДП-200 (пособие к учебным геологическим практикам). Составитель: Ананьев Ю.С. Томск: Издательство ТПУ, 2005. -210 с.
4. Поцелуев А.А., Архангельский В.В. Дистанционные методы исследования окружающей среды. Учебное пособие для вузов. — Томск: STT, 2001. — 184 с.
5. Путеводитель по стратиграфии района полигона учебных геологических практик ВУЗов Сибири (Хакасия)/ Коптев И.И., Ананьев Ю.С. — Томск: Издательство ТПУ, 2005. — 24 с.
6. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. — М.: ООО "Недра-Бизнесцентр", 2001. — 198 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВОД ОХОТСКОГО МОРЯ

С.Ю. Буравлёва¹

Научные руководители старший научный сотрудник С.П. Плетнёв²,
заведующий лабораторией И.В. Кемкин²

¹Дальневосточный государственный технический университет
им. В.В. Куйбышева, г. Владивосток, Россия

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

В настоящее время большое внимание уделяется вопросам разработки событийной стратиграфии. В основу её положены глобальные и региональные природные события, которые могли найти своё отражение в особенностях развития органического мира. К таким событиям можно отнести изменение климата, трансгрессии и регрессии, открытие и закрытие проливов и т.д.

Окраинные моря Дальнего Востока представляют собой полу-изолированные бассейны и поэтому усиление или ослабление их связи с Тихим океаном в геологическом прошлом меняет экологический состав фауны и флоры данных морей. К сожалению, количественные методы оценки природной среды, столь важные для событийной стратиграфии, недостаточно разработаны в ДВ морях. Это справедливо и по отношению к Охотскому морю, которое является малоизученным районом с точки зрения детальной биоистратиграфии.

Целью наших исследований являлась реконструкция среднегодовых температур поверхностных вод Охотского моря в четвертичный период. Для этого нами была исследована колонка № 935, отобранная в 1993 году на северном склоне глубоководной Охотской котловины в точке с координатами: 49°17,8' с. ш. и 150°19,3' в. д. с глубины 1110 м. Материалы для исследования были любезно предоставлены автору ведущим научным сотрудником ТОИ ДВО РАН В.В. Шаповаловым-Чупрыниным.

Изученная колонка, мощностью 605 см, представлена, в основном, однородным алевропелитовым илом с редкой примесью гальки, гравия и песка. Горизонт 510–516 см представлен линзой тёмно-серого песка.

Возраст колонки оценен В.В. Шаповаловым-Чупрыниным по магнитным данным как постледниковое время (интервал 0–90 см); вюрм (90–300 см); ресс-вюрм (300–500); ресс (> 500 см).

Интервал опробования составлял 5–10 см, а вес изученной пробы, в среднем, 6 г. Пробы отмывались водно-ситовым методом с выделением гранулометрической фракции > 0,05 см, из которой были выделены планктонные фораминиферы.

Особое внимание было уделено двум видам — *Neogloboquadrina pachyderma* и *Globigerina bulloides*, наиболее многочисленным среди современной фауны планктонных фораминифер субарктической зоны Мирового океана, в которую входит исследуемый бассейн.

Наряду с изученными видами *Neogloboquadrina pachyderma* и *Globigerina bulloides*, рассматривались их левозавитые (*N. pachyderma sin.* и *G. bulloides sin.*) и правозавитые (*N. pachyderma dex.* и *G. bulloides dex.*) разновидности.

На основе полученных данных нами были построены диаграммы содержания раковин фораминифер в донных осадках (рис., диаграммы 2, 4, 5).

Повышенное содержание раковин отмечено в интервалах 0–90 см и 365–390 см, что очень хорошо совпадает с тёплыми эпохами, фиксируемыми по палеомагнитным данным (рис., диаграммы 2, 4). Не исключено, что интервал 525–555 см с высокой концентрацией раковин планктонных фораминифер может соответствовать тепловодным условиям седиментации. Низкая концентрация раковин планктонных фораминифер отмечена в интервалах, соответствующих холодноводным условиям седиментации. В горизонтах 95–125, 200–345, 460–475 и 590–600 см они полностью отсутствуют. Именно к этим горизонтам приурочены находки грубозернистых фракций (гравий, песок), что, вероятно всего, обусловлено ледовым разномом.

На диаграмме 3 приведены данные В.В. Шаповалова-Чупрынина по магнитной восприимчивости, которые позволили определить возраст пород.

Распределение раковин бентосных фораминифер в осадке, в основном, совпадает с планктонными, но носит более сложный характер (рис., диаграмма 5).

Для реконструкции среднегодовых температур поверхностных вод по изученным комплексам нами были привлечены литературные данные по связи процентного содержания *N. pachyderma* и среднегодовой температуры в северной Атлантике [1], а также *G. bulloides sin.* с температурой в Южном океане [2].

Исходя из палеотемпературной кривой по *N. pachyderma* (рис., диаграмма 6) среднегодовая температура поверхностных вод менялась в постледниковое время в диапазоне 2–7° С с ярко выраженным максимумом 4–7° С. Чуть меньшие значения температур (3–4° С) отмечаются в рисс-вюрмское время. Чётко выделяется тёплый и кратковременный интерстадиал (4° С) в рисском временном интервале. В холодной эпохе температура понижалась до 2 и менее градусов.

Более сложная картина палеотемпературных изменений фиксируется по отношению *Globigerina bulloides sin.* к общему содержанию данного вида (рис., диаграмма 7). В постледниковое время реконструируемые температурные вариации имеют диапазон от 3 до 15 °С. Такие температурные изменения маловероятны, в свете существующих представлений о климатических изменениях, происходивших в постледниковое время. Такие же максимальные значения температур воды отмечены в рисс-вюрме и рисском интерстадиале.

Максимальные значения температур по *G. bulloides* и *N. pachyderma* различаются, что скорее всего объясняется своеобразием условий обитания первого вида в Охотском море или некорректностью применения методики палеотемпературного анализа на основе соотношения разновидностей *G. bulloides*.

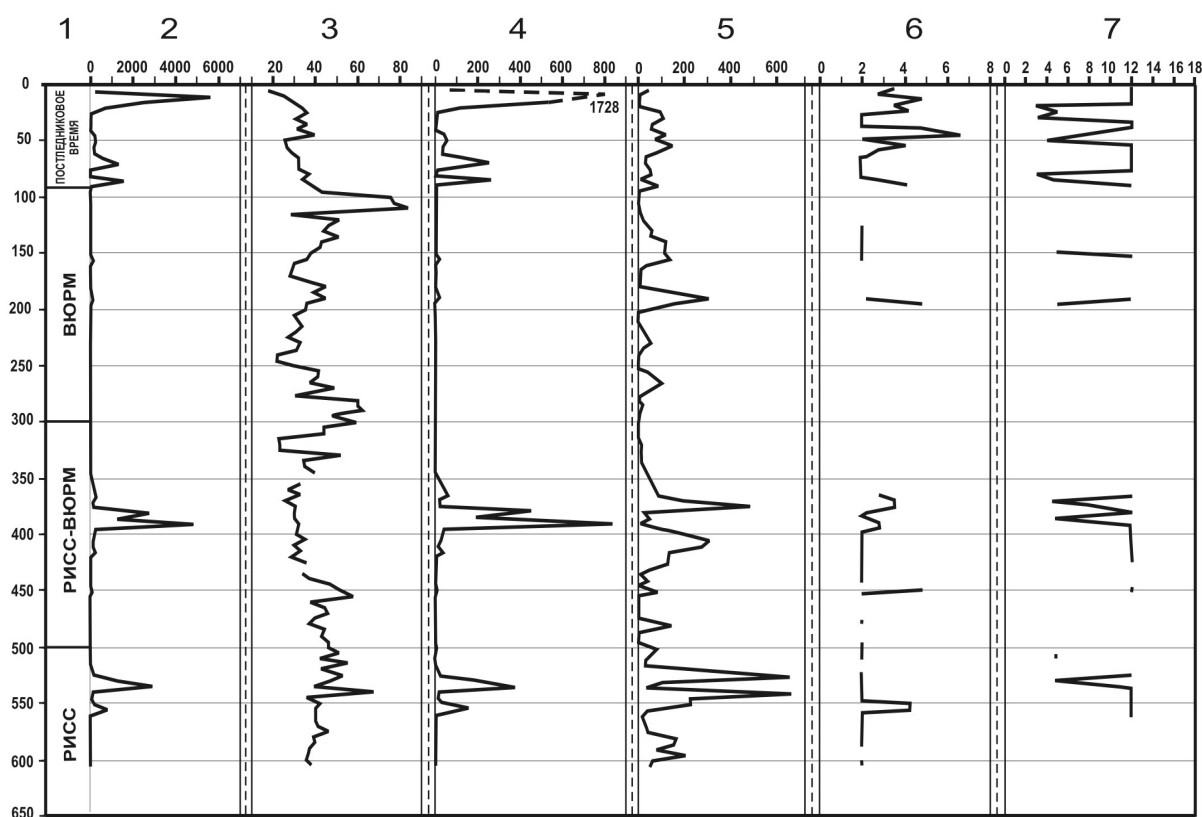


Рис. Данные исследований: 1 - возраст; 2 - общее количество раковин планктонных фораминифер; 3 - магнитная восприимчивость образцов; 4 - общее количество раковин планктонных фораминифер в 1 г сухого осадка; 5 - количество бентосных фораминифер; 6-7 - температурные условия среды, полученные по *N. pachyderma sin.* (6) и по *G. bulloides sin.* (7)

Действительно, Охотское море по своему гидроклиматическому режиму ближе соответствует арктическим морям и более корректно для палеотемпературного анализа использовать субарктическую разновидность *N. pachyderma sin.* Максимальная продуктивность вида *G. bulloides* в водах северо-восточной высокоширотной части Тихого океана приходится на май–начало июня [3]. Таким образом, период размножения у этого вида в Охотском море совпадает с самым началом летнего прогресса поверхностных вод и появления их термической стратификации с разделением на поверхностную и охотоморскую водные массы. Максимального развития этот процесс достигает в августе и наша палеотемпературная кривая по *G. bulloides*, по-видимому, отражает летние значения температур поверхностного слоя воды.

Таким образом, наш первый опыт палеотемпературного анализа на основе планктонных фораминифер Охотского моря показал перспективность данного подхода. Однако, для окончательной оценки возможностей

указанного метода, требуется проведение подобных исследований в других районах исследуемого бассейна и дальнейшее изучение данных видов.

Литература

1. Бараш М.С., Оськина Н.С. Распределение в океанских осадках раковин *Globigerina Pachyderma* (Ehr.) в зависимости от температуры поверхностной воды // Морская микрорепалеонтология. М.: Наука, 1978. - С.196 — 204.
2. Boltouskoy E. Ecology of planktonic foraminifera living in the surface layer of Drake Passage. — *Micropaleontology*, 1971, 17, №1.
3. Reynolds L.A., Thunell R.C. Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific // *J. Foraminif. Res.* 1985. V. 15. - P. 282 — 301.

ТРИАСОВЫЕ ОРГАНОГЕННЫЕ ПОСТРОЙКИ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РАЙОНА

Е.Н. Гапликова

Научный руководитель доцент Т.А.Пунина

*Дальневосточный государственный технический университет им. В.В. Куйбышева,
г. Владивосток, Россия*

Исследованный район расположен в Прибрежной зоне Сихотэ-Алинской складчатой системы в пределах наложенного Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Крупные тела известняков в Дальнегорском районе контролируются разломами и располагаются двумя цепочками северо-восточного простирания: Дальнегорской и Мономаховской. Первая включает массивы Верхнего Рудника, гор Сахарная, Больничная, Каменные Ворота, вторая – массивы гор Карьерная и ключа Известковый [1, 5, 6]. Эти массивы триасовых известняков, как и встречающиеся здесь пластины разновозрастных и более древних (пермских) кремнистых пород, заключены в нижнемеловой олистостроме, имеющей терригенный матрикс [2, 3, 4, 7, 8].

Все крупные карбонатные массивы Дальнегорского района характеризуются практически полным набором фаций, присущих современным рифовым комплексам [9].

Триасовые органогенные известняки в окрестностях Дальнегорска были обнаружены О.Вайгилем в 1914 г. Впервые о рифогенной природе триасовых известняковых построек Дальнегорского района упомянул Б.Ю. Бриннер в 1915 г. По Т.А. Пуниной [10] известняковые массивы характеризуются следующим.

1. Имеют форму отдельных останцов, сгруппированных в виде цепочек, вытянутых вдоль разломов.
2. Мощност до 600 м.
3. Резкие контакты, почти полное отсутствие переходных фаций от известняков к вмещающим породам.
4. Наличие известняковых брекчий, пелитоморфных, оолитовых и каркасных известняков, среди которых преобладают каркасные разности с обилием скелетных остатков рифообразующих организмов.
5. Набор исследованных органических остатков сопоставим с таковым разновозрастных рифов других районов мира (Альпы, Памир, Корякия, Китай, Канада, США).

Органогенные постройки отличаются большим разнообразием форм и размеров. Известны постройки, достигающие сотен метров высоты и нескольких километров длины, сочетание которых образует зоны в несколько сотен километров. Для них характерна пространственная обособленность, т.е. существование явного литологического отличия от вмещающих пород. Форма тела может колебаться от плоской, почти пластообразной, до остроконечной; от почти геометрически правильной до причудливо неправильной. Наиболее типичны куполообразные, холмоподобные тела, но иногда они бывают грибовидные, штокообразные или весьма неправильные. Причудливая форма тела органогенных построек обычно свойственна более мелким телам (биогермам) и тем из них, которые росли со скоростью, близкой темпу накопления окружающих осадков.

Автором вместе с Т.А. Пуниной был исследован массив рудника Верхний. Массив имеет видимую высоту около 600 м и протяженность более 2000 м. Известняки занимают крутонаклонное положение, на них налегают кремнистые сланцы, алевролиты, туфы. Массив прорывают дайки диабазов, что свидетельствует о развитии рифов в условиях повышенной вулканической активности. Массив сложен известняками трех типов: биоморфными, органогенно-обломочными, пелитоморфными.

Среди остатков рифостроящих организмов преобладают известковистые водоросли, мшанки, губки, кораллы, совместно с которыми найдены остатки фораминифер, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, встречаются и мегалодонтиды, существовавшие в виде небольших банок. На основании изучения комплекса фауны, состава и характера взаимоотношений разностей известняков удалось выделить фации, типичные для рифов: ядро, лагуну, предриф.

Ядро рифа сложено светло-серыми массивными известняками с высокой пористостью и кавернами, заполненными крупнокристаллическим кальцитом. Текстура инкрустационная. В образовании ядра решающая роль принадлежала кораллам (*Heterastraea*, *Volzeia*, *Parathecos milia*, *Retiophyllia*, *Isastraea*), мшанкам (*Reptonodicava*, *Buria*), губкам (*Molengraaffia*, *Gryptocoelia*, *Hodsia*), водорослям (*Solenopora*), гидроидным полипам (*Stromatomorpha*, *Stromatorporidea*), хететидам (*Bauneia*, *Blastochaetetes*).

Фация предрифового склона представлена органогенно-обломочными известняками. Основу сообщества составили известковистые водоросли – *Corallinacea*, *Stromatorporidea*, кораллы – *Volzeia Stylophyllopsis*, *Retiophyllia*, двустворчатые моллюски – *Cassianella*, *Halobia*.

Лагунная фация представлена пелитоморфными и оолитовыми разностями известняков. Комплекс органических остатков в ней беднее. Встречаются остатки гастропод и фораминифер.

В основной части массива (ядерная и предрифовая фации) были обнаружены норийские кораллы *Paradistichophyllum minima*, (*Milnikova*), *P. wanneri* (*Vinassa Regny*), *Heterasraea* sp., *Volzeia* sp., *Isastraea auatriaca* (*Frech.*), *Retiophyllia oppeli* (*Reuss*), *Stylophyllopsis* sp., *Stilophyllum* ex. gr. *paradoxum* (*Frech.*), *Heterastraea* sp., *Margarastraea* sp., *Astraeomorpha* sp., *Pamiroseris* sp. Карнийские *Volzeia sublaevis* (*Munster*), *V. subdichotoma* (*Munster*) приурочены в основном к нижней части массива.

Выдерживается определенная направленность в развитии триасовых органогенных построек Дальнегорского района: от единичных банок (ранний карний) через биостромы (поздний карний – ранний норий) и биогермы (средний норий) до типичных рифов (поздний норий-рэт), последние установлены только на массиве горы Верхний Рудник. На основе этих данных можно говорить о четырех этапах в развитии триасовых органогенных построек рассматриваемого района: 1) раннекарнийском, 2) позднекарнийско-ранненорийском, 3) средне-позднеорийском и 4) позднеорийско-рэтском.

Литература

1. Бурий И.В., Жарникова Н.К., Бурий Г.И. Триасовые отложения правобережья р. Нежданка (Приморье) // Сов. геол. — 1986. - №7.
2. Бурий Г.И. Конодонты и стратиграфия триаса Сихотэ-Алиня. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1992.
4. Красилов В.А., Парняков В.П. Рудоносная тетюхинская свита – олистостромовый комплекс // ДАН СССР. — 1984. Т. 277, №3.
5. Краснов Е.В. Кораллы в рифовых фациях мезозоя СССР. — М.: Наука, 1984.
6. Пезенина Л.А. Применение фациального анализа распознавания автохтонных рифогенных построек и олистостромовых глыб // VII Симпоз. по ископаемым кишечнополостным и рифам. — Владивосток, 1987.
7. Рыбалка С.В. Триасовые конодонты из кремнистых пород Приморья // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
8. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. — Препр. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
9. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. — М: Недра; 1980.
10. Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР // Биол.-почв. Ин-т ДВНЦ АН СССР. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ РАДИОЛЯРИЕВОГО АНАЛИЗА (НА ПРИМЕРЕ ДВУХ ГЛУБОКОВОДНЫХ РАЗРЕЗОВ КАЙНОЗОЯ ОСТРОВНОГО СКЛОНА ОСТРОВОВ ШИКОТАН И ИТУРУП И ОКЕАНИЧЕСКОГО СКЛОНА ЯПОНСКОГО ЖЕЛОБА)

Л.Н. Гапликова¹

Научный руководитель научный сотрудник С.В. Точилина²

¹Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток, Россия

²Дальневосточное отделение Российской академии наук, г. Владивосток, Россия

Радиоляриевый анализ является уникальным методом, позволяющим определять возраст кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ не только океанов, но и древних эпиконтинентальных морей и проводить их корреляцию.

Лабораторная обработка проб является фундаментальным этапом при проведении радиоляриевого анализа. От качества данной работы зависит достоверность полученных результатов.

Основная цель работы заключается в усовершенствовании методики первичной обработки проб и приготовления препаратов.

Материал. Радиоляриевому анализу были подвергнуты пробы, поднятые драгированием с подводного склона островов Шикотан и Итуруп Курильского желоба во время проведения рейсов на НИС «Отважный», «Пегас» и «Первенец», а позднее на НИС «Академик Лаврентьев», а также пробы, отобранные из разрезов южной части Сахалина. Материал был получен в ТОИ ДВО РАН от Б.И. Васильева, Р.Г. Кулинича и С.В. Точилиной.

Литологические типы пород. Геологическое строение островного склона юга Курильской дуги описано Б.И. Васильевым и др. [1], установившими мел – палеогеновый возраст. Ими было выделено три возрастных комплекса: эоценовый, олигоценый и нижнемиоценовый. Эоценовая толща представлена туфами и туфоалевролитами. Олигоценовая толща сложена в основном лавобрекчиями и туфобрекчиями. Верхний олигоцен – нижний миоцен представлен в основном грубообломочными вулканогенными образованиями: лавобрекчиями, конгломератобрекчиями и туфами с пачками и линзами зеленых туфогенных песчаников и аргиллитов.

Фоссилии радиолярий содержатся, главным образом, в рыхлых аргиллитовых, туфоалевролитовых и песчаных породах, а также в плотных литифицированных породах – силицитах.

Методика обработки проб. В радиоляриевом анализе существует несколько методик по выделению радиолярий из осадка. Пропуск границ стратонамов и полная неизвестность о доминирующих видах радиолярий привели к необходимости усовершенствования методики работы по радиоляриевому анализу. Первичное выделение радиолярий из осадка: 1) увеличено время воздействия воды на осадок до нескольких суток (вода является хорошим дезинтегратором); 2) сокращено время кипячения до 1 минуты; 3) уменьшено количество триполифосфата; 4) добавление 2-3 капель перекиси водорода при кипении в течении 1 минуты; 5) промывка осадка в сите размерностью 0063 меш; 6) взвешивание осадка на высокоточных весах типа WAGA TORSYJNA-WT для получения навески.

1. При работе с сильно литифицированными породами палеогена (станция 447/2 (координаты: 43°39,21' с.ш; 147°38' в.д, подводный склон о-ва Шикотан) нами была применена методика Назарова Б.Б., Витухина Д.И. [5] – длительное пребывание осадка в 1 % растворе плавиковой кислоты. После повторной обработки осадка С.В. Точиной впервые были обнаружены фоссилии радиолярий эоценового возраста [2], это позволило ей выделить эоценовую ассоциацию радиолярий, доминирующим видом в которой является *Prunopyle solida* Dreyer – 54 %.
2. При работе с осадками океанического склона Японского желоба (скважина 436 (координаты: 39°55,96' с.ш; 145°33,47' в.д. DSDP 56 рейс «Гломар Челленджер», глубина воды 5240 м)), которые в работе В.Б. Курносова [4] представлены гемипелагическими глинистыми туфами, нами были применены методики описанные в работах С.В. Точиной 1985, 2001 годов [5, 6]. Осадки кернов скважины обрабатывались в лаборатории глинистых минералов ДВГИ с помощью ультразвукового диспергатора УЗД-1, это привело к разрушению многих раковин радиолярий.

Результаты. Впервые количественные определения радиолярий в абсолютном числе экземпляров в 1 г воздушно-сухого осадка были проведены Точиной С.В. [5]. В работе 1985 года ею впервые проводился учёт экземпляров в определённых навесках. В результате проведенных работ для каждого типа осадка была получена минимальная навеска, содержащая наиболее полное число таксонов. При подсчете общего количества радиолярий в препарате, мы пришли к выводу, что количественный анализ лучше всего осуществлять двумя этапами: 1) подсчёт общего количества радиолярий в препарате без таксономического определения видов; 2) подсчёт каждого вида отдельно. Такой подход позволяет проверить достоверность подсчета и избежать ошибок. В результате всегда имеется небольшое число неопределённых видов, составляющих 1-2 %.

Результаты, полученные на первом этапе работы по общепринятой методике, резко отличаются от результатов, полученных при повторной обработке с применением усовершенствованной методики. Одним из примеров изменения количественного и таксономического состава после применения усовершенствованной методики является слой плиоценового возраста (абсолютная дата 2,24 млн л. (до н.в.)) – 56-436-21-1, находящийся на глубине 189,5 м от устья глубоководной скважины (слайд с определенной навеской). После повторной обработки осадка значительно изменился количественный состав радиолярий. При первостепенном подсчете был получен результат 9192 экземпляров в 1 г сухого осадка. После пересчета по усовершенствованной методике общее количество радиолярий увеличилось до 60714 экземпляров. Также расширился и таксономический состав радиолярий, достигнув 60 таксонов, тогда как при первостепенной обработке осадка он составлял 41 таксон. С расширением таксономического состава естественно изменились и процентные соотношения. Ниже перечисленные изменения привели к изменению доминирующих видов. В первом случае из *Spumellaria* доминировал вид *Thecosphaera dedoensis* Nakaseko – 4,69 %, после пересчета в новом препарате доминирующим стал вид *Druppatractus irregularis* Popofsky – 3,76 %. Проведенная работа позволила более точно определить некоторые виды радиолярий. Среди *Nassellaria* доминирующим видом, как в первом, так и во втором случае, является вид *Stichocogys delmontensis* Campbell, Clark (в первом случае его процентное содержание составляло 14,84 %, во втором – 17,41 %). Изменения произошли в субдоминантах. Процентное соотношение вида *Stichomitra reticulata* (Tochilina) при первостепенной обработке составляло – 9,38 %, при повторной – 1,41 %. Вид *Stichomitra cyrtoceras* (Haeckel) был определен только после обработки по усовершенствованной методике и составил в препарате – 9,41 %, что является большим достижением проделанной работы.

Заключение. Работа по усовершенствованию методики позволила выявить: 1) реальное количество радиолярий в осадке, т.е. их реальное распространение в этом районе в плиоценовую эпоху; 2) количественное содержание каждого вида в ассоциации, а также более точно сделать определения видов; 3) выделить доминанты, особенно важные для стратиграфии данного района, так как по доминирующим видам появилась возможность применить ареалогический анализ для биогеографических построений обсуждаемого района.

Благодарю научного руководителя к.г.-м.н Точинову С.В. за предоставленный материал драгирования и глубоководного бурения; за помощь при методической обработке проб, за предоставленную литературу, а также за постоянную помощь в работе.

Литература

1. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. – М.: Наука, 1979.
2. Гапликова Л.Н. Значение радиоляриевых анализов для стратиграфии осадочного слоя островного склона Курильского желоба (о. Шикотан и Итуруп) // Молодежь и научно-технический прогресс. Материалы региональной научно-технической конференции. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 2006. - с 295. – ч 2.
3. Курносов В.Б. Глинистые осадки главных структурных элементов окраины Тихого океана, М.: Наука, 1982. – 224 с.
4. Назаров Б.Б., Витухин Д.И. Методы выделения ископаемых радиолярий // Изв. АН СССР. Сер. геол. - № 2, - 1981.
5. Точинова С.В. Биостратиграфия кайнозой северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985.
6. Точинова С.В. Значение эволюции Radiolaria для зональной шкалы неогена северо – запада Тихого океана (по материалам глубоководного бурения). Эволюция жизни на Земле: Материалы международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле», Томск, 2001, с. 306 – 309.

РАЗВИТИЕ БОЛЬШЕНАДОТСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА В РАННЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Д.А. Груздев, Д.Б. Соболев

Институт геологии Коми национального центра Уральского отделения РАН,
г. Сыктывкар, Россия

Большенадотинский карбонатный комплекс расположен в зоне сочленения двух крупных структурно-формационных зон (СФЗ) Приполярного Урала (Елецкой и Лемвинской), пространственно совмещенных по серии надвигов. Непосредственно наш объект исследований расположен в восточной части Елецкой СФЗ.

В палеогеографическом плане данная территория длительное время представляла собой бровку шельфа, в пределах которого были распространены различные типы осадков.

Опираясь на результаты предшествующих работ [1, 2, 3, 5] и наши исследования [4] по геологическому строению и стратиграфии тектонически разрозненных фрагментов разрезов, была уточнена местная стратиграфическая схема. На её основе построены палеофациальные реконструкции, отражающие динамику осадконакопления.

В раннем девоне (эмс) понижение общего уровня моря привело к постепенному прекращению карбонатного осадконакопления (Лемвинский рифовый комплекс D_1lm) и началу формирования терригенных отложений (надотамыльская свита D_{1-2nd}). Отложения Лемвинского рифового комплекса были кратковременно выведены на поверхность, о чем свидетельствуют трещины усыхания и отсутствие в основании надотамыльской свиты мощных базальных конгломератов.

С последующим постепенным повышением уровня моря (поздний эмс-живет) связано появление бентоса и отдельных изолированных биогермных построек на алевро-глинисто-карбонатных илах. В пределах батимальной части (Лемвинская СФЗ) формируется мощная терригенная толща осадков, с редкими переотложенными органическими остатками.

К концу живета поступление терригенного материала практически прекращается и начинают формироваться разнообразные карбонатные отложения (матяшорская толща D_{2-3mt}). Среди этих отложений нами выделены три фациальные подзоны.

В центральной подзоне активно развивался биогермный комплекс, который преимущественно сложен багряными и сине-зелеными водорослями. Наряду с фитогенной биотой встречаются брахиоподы, фораминиферы, гастроподы, остракоды, мшанки и криноидеи. Западная фациальная подзона представляла собой область накопления продуктов разрушения водорослевых биогермов центральной фациальной подзоны. Восточная фациальная подзона характеризовалась более спокойным гидродинамическим режимом, который позволял накапливаться микритовому карбонатному материалу.

Положительные формы рельефа центральной фациальной подзоны наследуются Большенадотинской оолитовой банкой (D_3-C_1bnd), время образования которой приходится на период с фамена по турне. Центральная часть банки неоднократно размывалась, формируя по периферии прослой гравелитов и конгломератов. Из фауны существовали лишь мелкие фораминиферы и гастроподы.

Отложения, формировавшиеся в ранневизейское время в данном районе, не обнаружены, скорее всего, они были смыты или не отлагались. На этот период приходится глобальная ранневизейская регрессия, охватившая Восточно-Европейскую платформу и Тимано-Печорскую плиту, и лишь во внутришельфовых депрессиях и батиалях сохранялось морское терригенное осадконакопление.

Начиная с позднего визе повсеместно в восточной части Елецкой СФЗ формируются карбонатные отложения, предшествующие образованию рифа. В основном они представлены тонкообломочным и органогенно-обломочным материалом (известняково-доломитовая толща C_1id).

В поздневизейское и, возможно, серпуховское время в восточной фациальной подзоне и части центральной происходит активное рифобразование. Накапливаются водорослевые, органогенные, органогенно-детритовые и обломочные известняки в составе Большенадотского рифового комплекса (C_1ol). Главную рифостроящую роль играли водоросли. Помимо них здесь встречаются значительные скопления брахиопод, криноидей, гониатит, наутилоидей, гастропод, ортоцератит, мшанок. В западной фациальной подзоне в позднем визе и раннем серпухове происходило накопление оолитовых и обломочных карбонатных осадков рифового шлейфа (C_1id+C_1ib).

На более поздних этапах развития (серпухов (?)) в западной и центральной фациальной подзоне отлагался существенно грубообломочный материал, представленный несортированными карбонатными брекчиями, образовавшимися в результате разрушения рифового массива.

Литература

1. Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. — Л.: Наука, 1973. — 95 с.
2. Коковин К. А. Новые данные о возрасте Большенадотского рифа (Приполярный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. — Сыкт.: Геопринт, 1999. — С. 25 — 26.
3. Шишкин М. А. Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева применительно к задачам составления нового поколения геологических карт масштаба 1:200000. // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. — Сыктывкар, 1999. т. 2. — С. 247 — 249.
4. Соболев Д.Б., Журавлев А.В., Карманов Р.С., Груздев Д.А. Новые данные о геологическом строении района Большенадотинского рифа (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии. — Сыктывкар: Геопринт, 2000. — N.8. — С. 6 — 7.

5. Skompski S., Paszkowski M., Krobicki M., Kokovin K., Korn D., Tomas A. & Wrzolek T. Depositional setting of the Devonian/Carboniferous biohermal Bol'shaya Nadota Carbonate Complex, Subpolar Urals. //Acta Geologica Polonica, Vol. 51 (2001), No. 3, - p. 217 — 235.

ПАЛИНОМОРФЫ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ СИБИРИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ БИОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

М.В. Здорнова

Научный руководитель доцент Н.К. Лебедева

Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

Разработка детальной стратиграфии и корреляции юрских отложений затруднена вследствие резкой и быстрой смены фациальных условий в период седиментации и редких фаунистических находок. На территории Западной и Восточной Сибири естественные выходы юрских пород достаточно редки. Основным материалом для изучения – это керн скважин, и, следовательно, ведущим, а иногда и единственным биостратиграфическим методом для закрытых площадей региона является палинологический метод, позволяющий проводить прямые корреляции разнофациальных отложений морского и континентального генезиса.

Палинологический метод используется не только для стратиграфических построений, но и для палеофациальных реконструкций. Некоторые группы микрофитопланктона практически не применяются для целей стратиграфии, что обусловлено слабой степенью их изученности и широким стратиграфическим диапазоном распространения. Однако, в последние годы они активно используются при палеофациальных реконструкциях вмещающих отложений. Изучение условий осадконакопления имеет большое значение в связи с перспективностью толщ юрских осадочных образований на нефть и газ.

Систематический состав и количественное содержание микрофитопланктона в разнофациальных разновозрастных осадках, который проявляет прямую зависимость от фациальных условий седиментации, может быть использован как один из надежных критериев при палеогеографических реконструкциях. Фациальная приуроченность микрофитопланктона может быть выяснена на основании сведений по экологии современных одноклеточных водорослей, во-вторых, анализа распределения ископаемых таксонов в разрезах, в которых условия формирования осадков уже реконструированы на базе литологических, седиментологических, геохимических и палеонтологических данных.

Палинологическим методом была изучена коллекция образцов из нижне- и среднеюрских отложений Западной Сибири (обнажения на правом берегу р. Золотой Китат и скважина Луль-Яхская 5П) и Восточной Сибири (скважина Средне-Накынская 360 и скважина Ыгыатто-Тюнгская 1, бассейн р. Виллой), поскольку эти разрезы представлены разнофациальными отложениями и насыщены разнообразными комплексами палиноморф хорошей сохранности.

Процесс обработки образцов на палинологический анализ представляет собой многоступенчатый химико-физический процесс обработки пород после их отбора для получения органического мацерата. Для выделения палиноморф в первую очередь образцы опробовались 10%-ной соляной кислотой на карбонатность. Затем они заливались горячим пиррофосфатом натрия и отмывались от глинистых коллоидных частиц. После промывания производилось разделение осадка на органическую и минеральную части в кадмиевой тяжелой жидкости с плотностью $2,25 \text{ г/см}^3$ при помощи центрифугирования. Промытый и собранный в пробирки мацерат заливался глицерином. Далее из полученных осадков изготавливались временные препараты, в которых проводилось первичное определение и количественный подсчет растительных микрофоссилий в проходящем свете на биологическом микроскопе Биолам Л-211 с рабочим увеличением в 550 раз. Для более детального изучения морфологии и последующего фотографирования изготавливались постоянные препараты с применением глицерин-желатиновой среды. Микрофотографирование производилось в постоянных препаратах при помощи видеокамеры Donpisha 3CCD на микроскопе ZEISS Axioskop 40.

При проведении комплексного палинологического анализа объектом исследования являлись споры и пыльца наземных растений и микрофитопланктон, представленный цистами динофлагеллат, акритархами, прازیнофитами, водорослями семейства Zygnemataceae, колониальными зелеными водорослями и некоторыми таксонами неясного систематического положения.

В изученных разрезах прослежено стратиграфическое распространение спор, пыльцы и микрофитопланктона. Проведено расчленение разрезов путем выделения палинокомплексов. Сопоставление их с палинокомплексами палиностратиграфической шкалы юры Сибири позволило обосновать возраст отложений, который в некоторых разрезах подтвержден фаунистическими находками.

На основании изучения состава и количественных соотношений микрофитопланктона в разрезах было выявлено девять типов ассоциаций (рис. 1). Под ассоциацией понимается совокупность палиноспектров с устойчивым сочетанием определенных групп палиноморф. Количественные соотношения этих групп могут меняться в небольших пределах. Использование сведений по палеоэкологии отдельных групп палиноморф, общегеологических и палеогеографических данных позволило выстроить выделенные типы ассоциаций по увеличению степени мористости от континентальных до типично морских (рис. 2).

Установлена закономерная смена типов ассоциаций в каждом из изученных разрезов. В скважине Средне-Накынской 360 выявлен наиболее полный фациальный ряд, отражающий трансгрессивную направленность от прибрежных до шельфовых фаций по увеличению процентного содержания и таксономического разнообразия диноцист и акритарх, присутствию прازیнофитов и исчезновению зигнемовых и колониальных зеленых водорослей.

В разрезе скважины Луль-Яхской 5П наблюдается резкий переход от континентальных условий осадконакопления, где встречаются только споры и пыльца наземных растений, к морским обстановкам, где доминируют диноцисты.

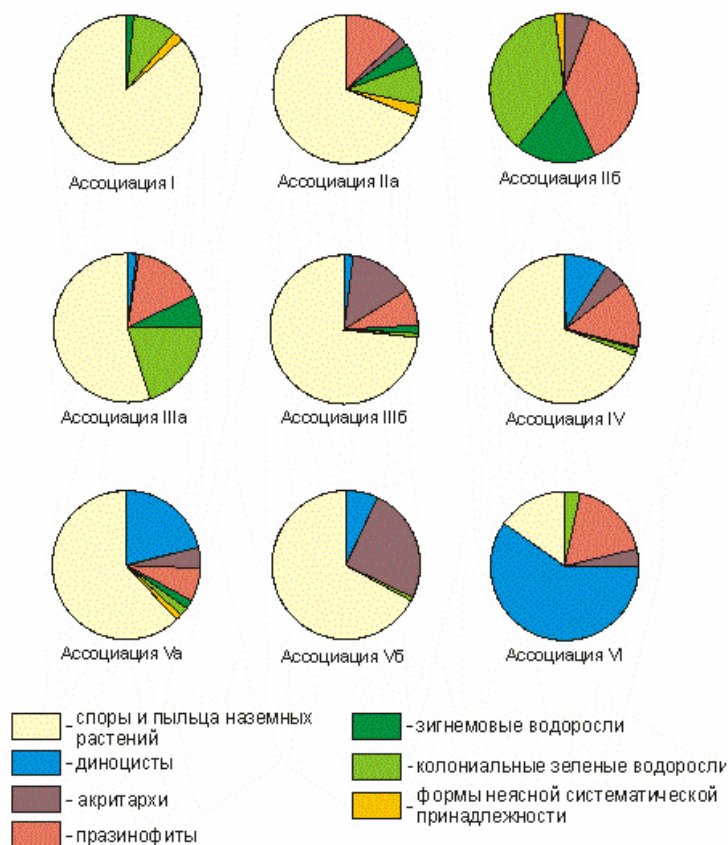


Рис. 1. Типы ассоциаций

В нижней части разреза скважины Ыгыатто-Тюнгской 1 по увеличению содержания диноцист, акритарх и прازیнофитов установлена постепенная смена обстановки, характерной для сравнительно мелководной части бассейна в наиболее мористую обстановку в разрезе. Она сменяется прибрежными условиями с возможными опреснениями (отсутствие диноцист и акритарх, сокращение содержания прازیнофитов и зеленых водорослей). Выше по разрезу определены прибрежно-морские условия и прибрежные с пониженной соленостью (снижение количества и разнообразия видов прازیнофитов и зигнемовых водорослей).

Обнажение 14 на правом берегу р. Золотой Китат: нижняя часть разреза характеризуется пресноводными или солоновато-водными условиями (преобладание прازیнофитов и колониальных водорослей). Выше по разрезу имеются свидетельства увеличения солености бассейна (высокое процентное содержание акритарх). Далее установлен переход в пресноводные обстановки, которые сменяются континентальными условиями осадконакопления (доминируют споры и пыльца) и в верхней части солоновато-водной обстановкой (увеличение содержания прازیнофитов).

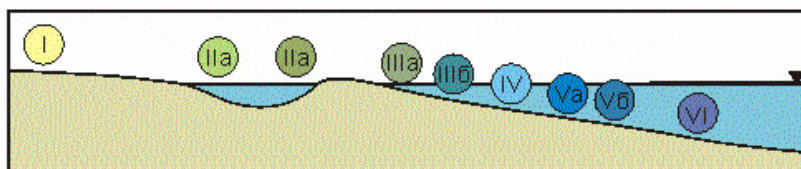


Рис. 2. Схема распределения типов ассоциаций от континента до шельфа

Разрез обнажения 15 (у поселка Новый Свет) начинается с осадков континентального типа, вероятно, сформировавшихся в пресноводных и солоновато-водных условиях (найлены зигнемовые и колониальные водоросли). Следующая фация отвечает солоновато-водному водоему недалеко от морского бассейна или, возможно, заливу лагунного типа (наличие акритарх и большого количества прازیнофитов). Верхняя часть разреза формировалась в континентальной обстановке (в палиноспектрах доминируют споры и пыльца).

**СПИКУЛЫ КРЕМНЕВЫХ И ФОСФАТНЫХ ГУБОК ИЗ СИНСКОЙ СВИТЫ
НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Н.В. Новожилова

Научный руководитель профессор В.А. Лучинина

**Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, Россия**

Целью работы являлось изучение ископаемых кремневых и фосфатных губок (Porifera) из стратотипических разрезов нижнего кембрия р. Лены (юго-восточная часть Сибирской платформы), расположенных в 1,5 км ниже устья ручья Улахан – Туойдах и по р. Синяя. Нами представлен новый материал из синской свиты ботомского яруса, который дополняет фаунистическую характеристику данных разрезов. Наряду с многочисленными спикулами губок, характерными для низов синской свиты, встречаются редкие хиолиты, хиолительминты, сифогонитиды и другие проблематики. Наиболее детально губки изучались И.Т. Журавлевой (1980, 1987), В.В. Миссаржевским (1981), А.Б. Федоровым (1987), Н.И. Васильевой (1998), S. Bengtson (1990) и др.

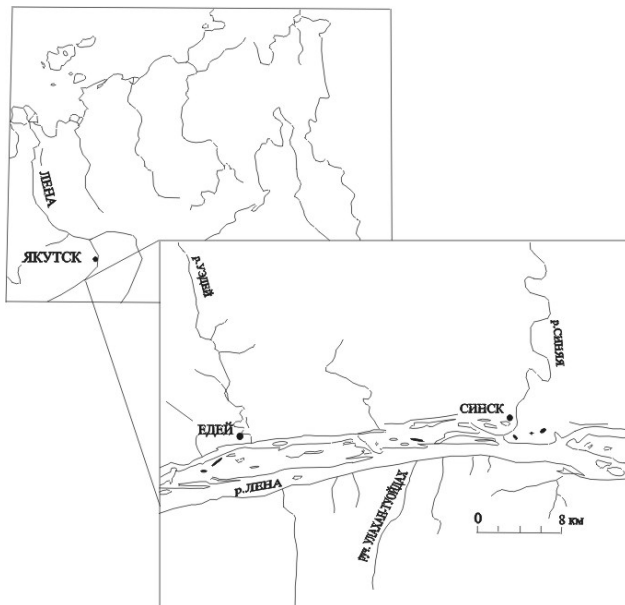


Рис. Местоположение района работ

Спикулы губок представляют собой весомый компонент раннекембрийской фауны, однако, на фоне других групп окаменелостей они изучены недостаточно. В нижнем кембрии губки классов Hexactinellida, Demospongia и Calcareea в большинстве случаев были представлены разрозненными спикулами, что затрудняло распознавание отдельных видов среди многообразия форм. Состав спикул может быть фосфатным, карбонатным или кремневым. Считали [1], что кремневые губки появляются не ранее атдабана, но по последним данным они встречаются с венда, а начиная с атдабана были широко распространены как в глубоководных, так и мелководных обстановках [7, 8]. А фосфатные и карбонатные – известны только с томмота.

Существует множество взглядов на систематику Porifera, дискуссии по этому вопросу продолжаются до сих пор. Все системы практически полностью основываются на признаках, которые можно наблюдать только у современных губок, а у ископаемых форм наблюдаются не все морфологические элементы. Традиционно Porifera считали типом

животного царства, но в 1983 г. Г. Рейсвиком и Дж. Макки было подтверждено резкое различие строения клеток у шестилучевых и остальных губок, что привело к разделению данного типа, вначале на два подтипа – Symplasma и Cellularia, которые позднее были переведены в типы [5]. Этот вывод автоматически ведет за собой повышение ранга Porifera. Дж. Лидейл (1974) приписывал Porifera ранг царства, отделяя его от царства Animalia. Я.И. Старобогатов (1984) на основании анализа некоторых ультраструктурных особенностей говорит о том, что нельзя отвергать мнение о развитии губок и их несомненных родичей – воротничковых жгутиконосцев, независимо от многоклеточных животных. В данной работе принята систематика (таблица 1), предложенная И.Т. Журавлевой и Е.И. Мягковой в 1987 г. [2].

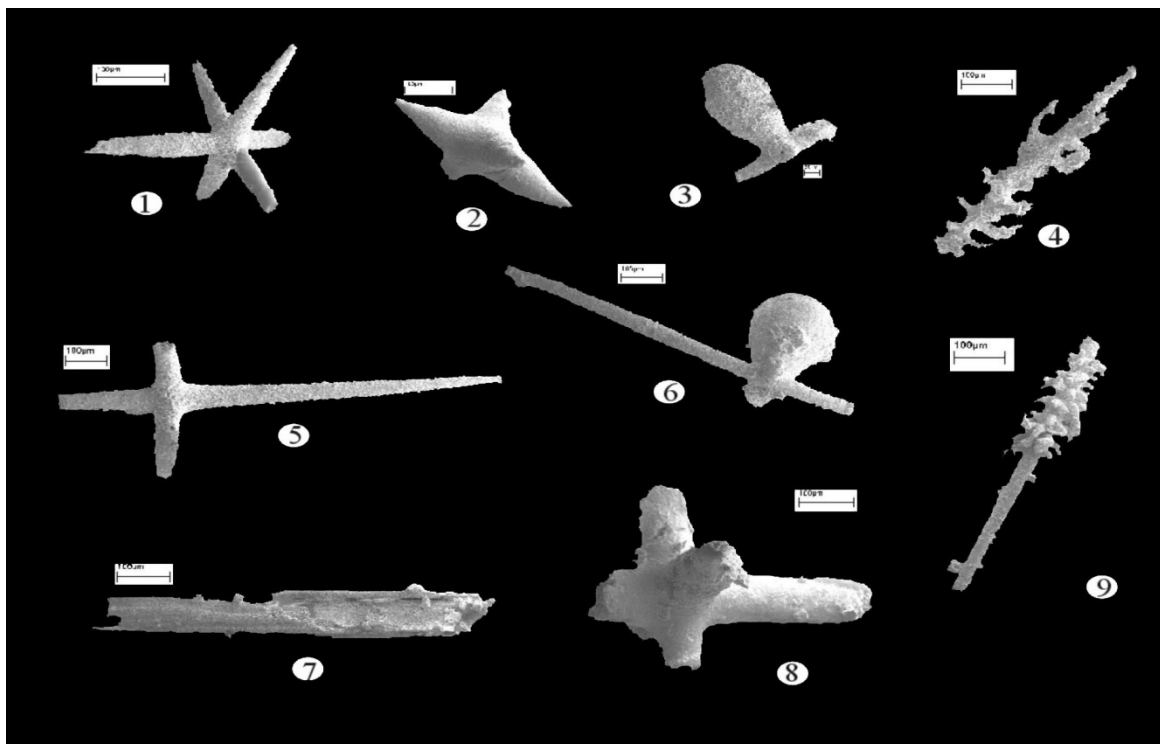
Таблица 1

Систематика Porifera по И.Т.Журавлевой и Е.И. Мягковой

Подцарство Porifera		
Тип Symplasma	Тип Cellularia	
Класс Hexactinellida	Класс Demospongia	Класс Calcareea

Наиболее известны кембрийские Hexactinellida с кремневыми спикулами. Полный набор спикул состоит из макросклер (размером около первых миллиметров) и микросклер (размером на порядок меньше). Макросклеры представляют собой шестилучевые спикулы с углом расхождения лучей 90°, часть лучей (до 4) может быть редуцирована. Если все лучи развиты, то спикулы называются гексактины; при пяти – пентактины; при четырех – ставрактины. Достоверных находок микросклер в кембрии неизвестно. Класс Calcareea в нижнем кембрии представляют спикулы (рабды, трирадиаты и тетрарадиаты) карбонатного состава. Каждая спикула является монокристаллом магниезиального кальцита. Формы с массивным скелетом для этого уровня не характерны. Класс Demospongia в нижнем кембрии представлен кремневыми спикулами – монаксонами и тетраксонами.

Спикулы губок из синской свиты ботомского яруса, р. Лена
 1, 5, 8 – *Hexactine spicule* Rozanov and Zhuravlev, 1992; 2 – *Cjulanciella asimettrica* Fedorov, 1987;
 4,9 – *Tanchaiella* sp.; 3,6 – *Hexactinellida* Forma 10 Fedorov, 1987; 7 – *Lenica unica* Gorjansky, 1977



В разрезе по р. Синяя отмечены представители всех трех классов губок (*Hexactinellida*, *Calcarea*, *Demospongiae*), которые существуют до настоящего времени. Наряду с ними встречаются проблематичные спикулы *Nobaviella* и *Cjulanciella*, не имеющие аналогов среди современных спикул [3]. В разрезе Улахан – Туойдах в синской свите обнаружены многочисленные спикулы *Tanchaiella* sp. (бородчатые пентактины), *Hexactine spicule* Roz. and Zhur. (гексактины), *Lenica unica* Gor. Из нижней части синской свиты разреза р. Синяя определены спикулы *Hexactine spicule* Roz. and Zhur., *Heterostella eleganta* Fed., *Cjulanciella asimettrica* Fedorov. (спикулы-фоллипикулы), *Tanchaiella* sp., *Hexactinellida* Forma 10 Fedorov (пентактины – пинулы) (таблица 2).

Оценить значение губок следует в двух аспектах: они представляют несомненный интерес в вопросе происхождения многоклеточных организмов, насколько же они важны для нижнекембрийской стратиграфии остается неясным, однако, имеющиеся данные позволяют надеяться, что хотя бы отдельные таксоны будут полезны как на уровне глобальной корреляции ([6] – *Eiffelia araniformis*), так и в локальных палеогеографических реконструкциях [4].

Работа выполнена при поддержке ведущей научной школы России № НШ – 628.2006.5

Литература

1. Васильева Н.И. Мелкоракнинная фауна и биоистратиграфия нижнего кембрия Сибирской платформы. — С. - Пб.: ВНИГРИ, 1998. — 139 с.
2. Журавлева И.Т., Мягкова Е.И. Низшие многоклеточные фанерозоя. — Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ние, 1987. — 223 с. — (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып 695). Иванцов А.Ю., Журавлев А.Ю. и др. Уникальные синские местонахождения раннекембрийских организмов (Сибирская платформа). — Москва: Наука, 2005. — 143 с. — (Тр. Палеонтологического ин – та. Т. 284).
3. Федоров А.Б., Переладов В.С. Спикулы кремнистых губок из куонамской свиты северо-востока Сибирской платформы // Новые виды древних растений и беспозвоночных фанерозоя Сибири. Новосибирск. 1987. — С. 36 — 46.
4. Barnes R.D. Origins of the Lower Invertebrata // Nature. — 1983. — Vol. 306, N 5940. — P. 224 — 225.
5. Bengtson S., Conway Morris S., Cooper B. et al. Early Cambrian fossils from South Australia // Mem. Assoc. Australas. Palaeontol., 1990. — 364 p.
6. Debrenne F., Reitner J. Sponges, Cnidarians, and Ctenophores // The Ecology of the Cambrian Radiation. — N.Y.: — 2001. — P. 302 — 326.
7. Sugai Y., Iwata K., Sennikov N.V. et al. Sponge spicule from the Lower Cambrian of Bateny Ridge and Gorny Altai (Bagrad and Shashkunar formations) // Новости палеонтологии и стратиграфии. — Новосибирск.: — 2004. — Вып.6 — 7. — С. 59 — 75. — Приложение к журналу Геология и геофизика. — Том 45.

**ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО
СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАСЕЙНА В ЮРСКИЙ ПЕРИОД****А.В. Палкин****Научный руководитель начальник отдела региональных исследований Д.А. Сидоров
ООО Лаборатория новых технологий в нефтяной геологии «Петрограф», г. Тюмень, Россия**

На огромной территории Западной Сибири в определенные этапы геологической истории существовали различные седиментационные условия. Общий анализ характера изменения толщин сейсмостратиграфических комплексов осадочного чехла позволил сделать региональный прогноз палеогеоморфологических условий седиментации.

На протяжении ранней и средней юры на территории Западной Сибири происходило выравнивание сильно расчлененного рельефа, от равнинного на севере, до высокогорного на юге, и заполнение формирующегося осадочного бассейна от центра к бортам и с севера на юг. Судя по современным контурам распространения пород, наиболее стремительное площадное развитие осадков происходило в ранние стадии формирования нижнеплитного комплекса (вплоть до конца плинсбаха), затем его темпы значительно снизились [4]. К концу средней юры осадочный бассейн приобрел очертания, приближенные к современным. Лишь отдельные контрастные выступы фундамента на Межевском массиве, севере Александровского, Красноленинском сводах и др. представляли собой небольшие возвышенности. Главной областью питания служила территория древней Сибирской платформы, а также складчатое обрамление бассейна, ландшафты которых в течении ранней и средней юры из высокогорных эволюционировали в равнинные холмисто-грядовые.

До начала позднего плинсбаха морской бассейн располагался на севере Западной Сибири, где шло формирование шельфового комплекса песчано-алевритовых пород зимней свиты. На севере и востоке бассейн имел свободные связи с Северосибирскими морями. Низкий уровень моря и высокий рельеф препятствовали широкому развитию приморских обстановок типа дельтовых платформ и прибрежных равнин. Руслу наиболее крупных рек были приурочены к надрифтовым желобам и Шеркалинскому прогибу. Реки имели незрелые долины и формировали, в основном, русловой аллювий [3].

Первая ярко выраженная трансгрессия на территории Западной Сибири отметилась в начале позднего плинсбаха, выразившись в формировании преимущественно алеврито-глинистых пород левинского горизонта. Однако она не получила широкого развития, ввиду окружающего горного рельефа. Ямало-Гыданская фациальная область в то время представляла собой относительно глубокое шельфовое море, переходящее на территории Обь-Тазовской области в мелководье, с системой лагунов и эстуариев, возникших в результате затопления речных долин зимнего времени.

В конце позднего плинсбаха (шараповское время), на фоне устойчивых процессов прогибания, общая площадь Западно-Сибирского бассейна, в южном направлении, значительно расширилась. Мелководная шельфовая зона заняла большую часть Обь-Тазовской области. В пределах южной половины геосинеклизы обособилась замкнутая аккумуляционная впадина, отделенная горной цепью, субширотной ориентировки, объединяющей Красноленинский, Сургутский и Нижневартовский своды. Здесь происходило накопление озерно-болотных отложений.

Существующие расчеты раннеюрского повышения уровня моря, на территории Западной Сибири, отмечаются для всего Северного полушария [2], что может быть свидетельством самого крупного эвстатического затопления в истории юрского периода. Но все же, развитие трансгрессии по латерали еще ограничивалось довольно высоким рельефом окружающей суши и соотношением скорости повышения уровня Мирового океана и погружением дна Западно-Сибирского седиментационного бассейна. Глинистые отложения китербютского горизонта на территории Ямало-Гыданской области накапливались в относительно глубоководных морских условиях. Почти вся территория Обь-Тазовской фациальной области была представлена шельфом. Между возвышенными участками горной гряды на юге образовались проливы, объединившие прежде закрытый бассейн с основным морем.

Начиная с позднего тоара, темпы расширения седиментационного бассейна несколько снизились [1]. Падение уровня моря при еще высоком рельефе суши и наличии внутренних выступов фундамента, обеспечивало поступление в осадочный бассейн значительного количества крупнообломочного материала. Обмелевшее море отступило на север, обнажив денудационно-аккумуляционную равнину южной части Обь-Тазовской области с развитой гидросетью. Наиболее глубокие участки бассейна все так же фиксировались в центральных районах Ямало-Гыданской области.

В ааленское время, на фоне очередного повышения уровня моря, бассейн продвинулся далеко на юг. Северные акватории Обь-Тазовской и Ямало-Гыданской областей были заняты довольно глубоким морем, в котором накапливались глинистые осадки лайдинской свиты. В южной части бассейна преобладали условия средних и мелких глубин шельфового моря, с цепью возвышенных островов, оставшихся после денудации горной гряды. На территории Обь-Иртышской фациальной области, в условиях более или менее расчлененного рельефа, располагались заливы и эстуарии.

Вымское время характеризовалось широким разнообразием ландшафтов. Несмотря на малое время формирования отложений этого горизонта, в Западной Сибири накопилась одна из самых мощных терригенных толщ. Это обстоятельство было обусловлено началом тектонической активизации Сибирской платформы и прилегающих складчатых районов [3]. Почти всю территорию Ямало-Гыданской области и большую часть Обь-Тазовской занимало шельфовое море с небольшими глубинами, переходящее в мелководье с островными отмелями на юге. Аллювиальные равнины, вытянутые в субмеридиональном направлении, располагались в районе Широтного Приобья. Практически все выступы фундамента были разрушены или сильно сглажены, рельеф прилегающих территорий выглаживался.

Во время леонтьевской трансгрессии в раннем байосе южная граница моря достигала широты г. Омска [1]. Территория Ямало-Гыданской и, частично, Обь-Тазовской областей была занята шельфовым морем средних глубин, увеличивающихся в районах Усть-Енисейской и Надояхской впадин, которые были разделены узкой полосой мелководного шельфа, обусловленного наличием Мессояхского горста. Обь-Иртышская область и южная часть Обь-Тазовской представляли собой мелкое море с переходной, временами затапливаемой, прибрежной зоной. В районе Красноленинского свода все еще сохранялся выступ фундамента, в виде небольшого возвышения, окруженного прибрежной равниной.

Несмотря на падение уровня, малышевское море, хотя и обмелело, но не сократило своей площади. Ямало-Гыданская область представляла собой относительно глубокую часть шельфа. На остальной территории море было мелким, с подводными возвышенностями и низменными небольшими островами, особенно в южной половине. Малышевским горизонтом завершается среднеюрский этап формирования чехла Западно-Сибирской плиты – эпохи стабилизации и окончательного оформления юрского бассейна, значительной нивелировки горного обрамления и денудации внутренних выступов фундамента [3].

Во время поздней юры, практически повсеместно, преобладали процессы погружения. На территории Западной Сибири сформировался обширный морской водоём. Осадки более или менее равномерно покрыли территорию. Только на востоке выделяется субмеридиональная зона увеличенных толщин, связанная со сменой глубоководной морской обстановки на прибрежно-морскую.

Отложения васюганского горизонта, в отличие от более ранних образований, приобретают «клиноформное» строение, наращивая мощность на восток, одновременно опесчаниваясь в разрезе. Это говорит о переходе к условиям мелководного шельфа и переходной, временами затапливаемой зоны, где также отмечается появление дельтовых систем. Ширина этой зоны довольно значительная, в среднем 200-300 км (по данным палеогеографических реконструкций). Однако угол наклона морского дна здесь еще очень пологий, о чем свидетельствует более медленное, постепенное наращивание мощности отложений по отношению к расстоянию. В остальной части бассейна преобладают более глубоководные условия осадконакопления, благоприятные для формирования глинистых отложений.

На фоне продолжающихся процессов интенсивного погружения происходило накопление осадков баженовского горизонта. В это время большую часть Западной Сибири занимала глубоководная часть моря, в которой происходило накопление главной нефтематеринской толщи провинции - битуминозных глин. «Клиноформное» строение разреза восточных районов бассейна проявляется еще более отчетливо. Мелководная шельфовая зона, на западе, переходит в склоновую ее часть с более крутыми углами наклона, которая заканчивается подножием глубокого моря.

Таким образом, в течение юрского периода на фоне трансгрессий и регрессий происходило выравнивание сильно расчлененного рельефа Западной Сибири с одновременным накоплением мощных осадочных толщ и постепенное расширение границ седиментационного бассейна с формированием очертаний, приближенных к современным.

Литература

1. Гурари Ф. Г., Девятков В. П., Демин В. И. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней - средней юры Западно-Сибирской провинции. — Новосибирск: Наука, 2005. — 156 с.
2. Девятков В. П. Битуминозные глины нижнего тоара Сибири // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. — Новосибирск: СНИИГиМС, 1987. — С. 116-124.
3. Девятков В. П., Смирнов Л. В., Сурков В. С., Сырцова Г. Г. Палеогеография и седиментогенез ранней и средней юры Западно-Сибирской равнины // Горные ведомости. 2005. № 6(13). — С. 66 — 81.
4. Сурков В. С., Девятков В. П., Казаков А. М. Динамика накопления нижнеплитного комплекса Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Отечественная геология. — 1998. № 1. — С. 13 — 16.

О ВЛИЯНИИ ПЛИТНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК НА ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ (НА ПРИМЕРЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА)

Я.А. Первушина

Научный руководитель доцент В.И. Стреляев

Томский государственный университет, г. Томск, Россия

Редкоземельные элементы извлекались в описываемом регионе из золотоносных аллювиальных россыпей, связанных с разрывом рифейских гранитов и пегматитов. В настоящее время четко установлена закономерность, которая выражается в том, что пониженные содержания радиоактивной диады (Th+U) оказывает самое положительное влияние на концентрацию дорогостоящей и дефицитной в технологическом отношении триады (Eu+Sm+Tb). Последняя обладает устойчивой тенденцией ко все увеличивающемуся промышленному спросу, при стоимости единицы продукции, намного превышающей стоимость некоторых благородных металлов.

В основу выявления нетрадиционного потенциального источника РЗЭ в указанном регионе нами была положена упрощенная геологическая модель распределения петрогенных компонентов по параметрам массивности, определяющим общий гравитационный фон формирования структурно-вещественных ассоциаций [4]. В качестве исходных данных в описываемых исследованиях использовались концентрации петрохимических компонентов и геохимических кузеевской толщи нижнего протерозоя Канской глыбы южных отрогов Енисейского кряжа [5], формирующихся в ГДО абиссальной фации глубинности.

Еще раз подчеркнем, что гравитационная дифференциация петрогенных компонентов формирует лишь определенный фон по параметрам массивности. Немаловажную роль также играют химические реакции взаимодействия между элементами, синхронно протекавшими с гравитационными процессами. Эти явления совместно, но с большой суммарной силой, воздействуют в зонах контактных межфазовых сцеплений субдуцирующих реактопластов [2].

Сопоставление данных, полученных методом установления контактных адгезионных сцеплений под влиянием РТ («метод F»), с данными фактического опробования пород кузевской толщи нижнего протерозоя с упором на влияние концентраций диады (Th+U) на содержание триады (Eu+Sm+Tb), подтверждает основной вывод о том, что гравитационные и адгезионные процессы сильного межмолекулярного сцепления являются определяющими и накладывают свой неизгладимый отпечаток на зональное размещение как радиоактивных компонентов, так и РЗЭ, в ходе оформления самых древних структурно-вещественных ассоциаций. Как показало изучение, такое распределение связано с основными магматическими образованиями субдуцирующей под Азиатский протоконтинент литосферной плиты Палеоазиатского океана [3].

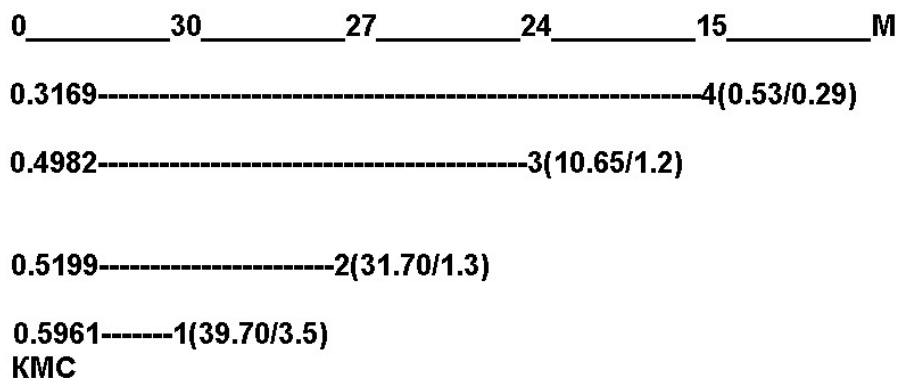


Рис. Влияние прогрессирующего с глубиной механо - химического межмолекулярного напряжения компонентов в составе гранулированных основных кристаллосланцев кузевской субдукционной зоны на перегруппировку (Eu+Sm+Tb)- числитель и (Th+U)- знаменатель, продуктивных комплексов канского СВА.

Условные обозначения:

KMC – механо - химические межмолекулярные напряжения сцепления (0,5961- 0,3159). Отражает величину межмолекулярного взаимодействия «диад» и «триад» под влиянием фактора «F» погружающейся литосферной плиты.

M - меняющаяся с глубиной проникновения плиты конвективная массовость вещества мантии.

1-4 - основные кристаллосланцы кузевской зоны субдукции: 1- глубинного реактопласта 1 с супер- F;

2 - полуглубинного 2 с высоким F; 3- 4- породы аккреционных призм с минимальными значениями F

На прилагаемом рисунке отражены результаты расчетов по «методу F», которые вытекают из исследования гранулированных реактопластов и аккреционных призм канской СВА нижнего протерозоя.

Механизм концентрирования РЗЭ в древних основных образованиях в южных отрогах Енисейского кряжа определяется двумя параметрами: массивностью мантийного вещества пород субдукционных зон (рис; позиции 1-2) и легкостью аккреционных призм (рис; позиции 3-4). Нами отмечено, что триада (Eu+Sm +Tb) обладает устойчивой тенденцией в увеличении своей «полезной» массивности в связи с увеличением глубины погружения кузевской литосферной плиты местами вплоть до самой мантии.

На показатель «F» оказывает, согласно нашим экспериментам и расчетам [2,5], воздействие трех основных факторов: химического состава, массивность первичных породных смесей, давление и температура.

«Фактор F» определяет рудоносные свойства естественных композиционных веществ литосферы и обусловлен, по нашему мнению, как миграцией субдукционных зон согласно [3], так и погружением основных пород на различные глубины согласно [1].

Наличие в составе основных кристаллосланцев ведущей триады (Eu+Sm+Tb) при каталитической роли диады (Th+U), присутствие крупнообъемной стратиформности «полезных» горных массивов и все возрастающая востребованность компонентов (Eu+Sm+Tb)- группы определяет не только теоретический, а и практический интерес к новому нетрадиционному типу редкоземельного оруденения, связанному не с кислыми, как утверждалось ранее, а с основными древними магматическими породами.

На основе разработанного и предварительно апробированного метода гравитационной перегруппировки горных масс с глубиной в комплексе с варьирующими межфазовыми сцеплениями компонентов под влиянием РТ («метод F») можно прогнозировать уровни концентраций не только РЗЭ, а и иного рудного вещества в пределах реологических разрезов погружающихся плит и аккреционных призм конвергентных поясов не только описываемого региона.

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, т.35, № 7 — 8, 1994, — С. 8 — 28.

2. Кренделев П.Ф. Металлоносные конгломераты мира. — Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1974. — 240с.
3. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитового Канского и Шарыжалгинского комплексов. — Новосибирск: РАН Сибирское отделение. — 1993, 219с.
4. Стреляев В.И., Дмитриев Г.А., Первушина Я.А. и др. Конвективная рееструктуризация земной коры и полихронное формирование рудно-флюидных систем (Енисейский кряж) // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. — Новосибирск. Изд-во «ГЕО», 2006. — С.215 — 216.
5. Стреляев В.И., Паскаль Ю.И. К методике изучения фаций глубинности гранитоидных массивов на основе термодинамики расплавов // Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1991. — С. 145 — 149.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ И РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Н.В. Правикова

Научный руководитель ведущий научный сотрудник А.В. Тевелев

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

На Южном Урале вулканические комплексы позднедевонского и раннекаменноугольного возраста развиты достаточно широко и встречаются практически в каждой зоне. Согласно Легенде Южноуральской серии листов центральной зоной Восточного Урала, частью ее «гранитной оси» является Кочкарско-Адамовская зона. С запада она отделена от образований Восточномагнитогорской зоны узкой шовной Уйско-Новооренбургской зоной, а с востока граничит с Зауральской. Нами рассмотрены вулканические комплексы позднего девона и раннего карбона в каждой из этих зон (с запада на восток).

Уйско-Новооренбургская зона

Разрез позднего девона и раннего карбона в этой зоне по набору стратиграфических подразделений различается в пределах северного и южного сегментов, граница между которыми проходит примерно на широте Джабыкского массива.

В северном сегменте раннекаменноугольные вулканы, представленные здесь полоцкой толщей, подстилаются сосновской толщей известняков и сланцев турнейско-ранневизейского возраста, а еще ниже залегает абсарокит-шошонитовая шелудивогорская толща. Все наблюдаемые контакты полоцкой толщи тектонические.

Шелудивогорская толща [3] в нижней части представлена крупнопорфировыми пироксеновыми абсарокитами с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов, в средней — базальтоидами, их лавовыми брекчиями с прослоями туфов, туфогенных и кремнистых алевролитов и песчаников. Венчает разрез пачка ритмичного чередования туффитов, алевролитов, аргиллитов и базальтовых туфов. Геохимически это умеренно-глиноземистые, умеренно-щелочные калиевые, калиево-натриевые, низкотитанистые слабодифференцированные базальтоиды, при этом содержание K_2O в породах падает вверх по разрезу. Вулканы характеризуются повышенными содержаниями легких крупноионных литофильных элементов и пониженными — высокозарядных, особенно ниобия. Позднефранский возраст толщи доказан находками конодонтов на самых разных ее уровнях [3].

В Южном сегменте, в Полоцко-Аркаимской подзоне последовательность стратиграфических подразделений близка описанной выше, но позднедевонские вулканы выпадают из разреза, а карбонатные отложения, подстилающие полоцкую толщу, представлены большекараганской толщей мраморов и мраморизованных известняков. В легенде Южноуральской серии возраст этой толщи принят в объеме хвощевского горизонта фамена — турне.

В Амурской подзоне Уйско-Новооренбургской зоны в районе пос. Амурское [1] выделяется караганская толща углеродсодержащих метавулканогенных и метавулканогенно-осадочных пород условно раннекаменноугольного возраста. Она сложена углеродсодержащими метатуфопесчаниками, метатуфоалевролитами, метатуффитами; метатуфами базальтов, реже андезитов, дацитов, риолитов, metabазальтами, аповулканогенными зелеными сланцами, есть прослои мраморизованных известняков, углеродсодержащих существенно карбонатных сланцев по углисто-глинисто-кремнисто-известковистым ритмам. Возраст толщи по мнению исследователей, выделяющих ее в этом районе [1], определен условно. По составу эта толща очень близка вулканитам полоцкой толщи и, вероятно, является просто более метаморфизованным ее аналогом.

Раннекаменноугольные вулканы в Уйско-Новооренбургской зоне представлены полоцкой толщей, представленной в различной степени метаморфизованными трахибазальтами, трахириолитами, трахириодацитами; их туфами, туффитами; реже базальтами, трахиандезибазальтами, риолитами, риодацитами, аповулканогенными зелеными сланцами с прослоями углистых метаалевролитов, мраморизованных известняков и мраморов. Возраст толщи визейский [2, 3].

Петрохимически породы полоцкой толщи относятся к дифференцированной умеренно- и высокотитанистой известково-щелочной серии, к умеренно-щелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Вулканы характеризуются широким спектром составов, от трахибазальтов до трахириолитов. Породам свойственна повышенная железистость, высокое отношение $K/(K+Na)$, достаточно большой разброс по содержанию TiO_2 с преобладанием умеренно- и высокотитанистых разностей. Линия нормированного тренда распределения редкоземельных элементов имеет пологий наклон, субпараллельна таковой для обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов, но отличается более высокими содержаниями всех РЗЭ. Также в вулканитах полоцкой толщи повышены и имеют большой разброс содержания крупноионных и высокозарядных элементов.

Кочкарско-Адамовская зона.

В западной части зоны отложения франско–фаменского возраста неизвестны, а раннекаменноугольные вулканиды, представленные здесь березиновской толщей, залегают на домбаровской свите турнейского возраста, сложенной сланцами, песчаниками и алевролитами. Березиновская толща сложена пачками вулканогенных, вулканогенно–осадочных, осадочных пород мощностью от первых метров до сотен метров при общей мощности более 1500 м. В низах ее присутствуют туфогенно–осадочные и терригенные породы, разнообразные базальтоиды, их туфы и брекчии. Верхи сложены средними, кислыми вулканидами, которые перекрываются литокластическими туфами базальтоидов с обломками риолитов, риодацитов. В составе березиновской толщи наибольшим распространением пользуются порфириновые трахибазальты и базальты с массивной и шаровой текстурой. Среди кислых эффузивов типичны порфириновые и флюидалные сферолитовые риолиты. Возраст толщи по редким сборам органических остатков устанавливается как визейский [3].

В восточной части зоны позднефранский возраст имеет березняковская толща. Она сложена вулканогенными и вулканогенно–осадочными породами от основного до кислого состава с преобладающим развитием андезитов [3, 4]. Породы толщи относятся к абсарокит–шошонит–латитовой ассоциации с преимущественно калий–натриевым типом щелочности, характеризуются умеренными и повышенными содержаниями глинозема, пониженными – титана. Для вулканидов березняковской толщи отмечается достаточно крутой тренд редкоземельных элементов с накоплением ЛРЗЭ, для всех пород характерен небольшой ниобиевый минимум и максимум стронция. Позднефранский возраст толщи однозначно не доказан и принимается таковым по корреляции с вулканидами шелудивогорской толщи, а также по скудным плохо определимым находкам фауны [4].

Выше по разрезу с несогласием залегают брединская свита, представленная песчаниками, алевролитами, глинистыми, углистыми, кварцево–хлоритовыми сланцами с прослоями известняков, вулканомиктовых песчаников, туфов, в верхах – с пластами каменного угля. Возраст свиты – турне–ранний визе [4].

Таяндинская толща, налегающая на брединскую свиту с несогласием, является аналогом березиновской и сложена туфогенно–осадочными породами, выше которых залегают долериты, спилиты, миндалекаменные базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, риолиты, и их туфы. Мощность толщи 800 м.

Петрохимически вулканиды березиновской и таяндинской толщ близки между собой. Они относятся к нормальной и умеренно–щелочной, высокотитанистой, умеренно–глиноземистой, натриевой и калиево–натриевой серии. Нормализованные тренды распределения редкоземельных элементов в вулканидах березиновской и таяндинской толщ похожи, они характеризуются небольшим наклоном линии, отношение La/Yb достигает 7 для пород березиновской толщи и 3–5 – для таяндинской. Последним более свойственно накопление тяжелых РЗЭ. Содержания Sr и Zr в вулканидах березиновской толщи варьируют в широких пределах, выделяется небольшой ниобиевый минимум.

Зауральская зона.

Здесь раннекаменноугольные вулканиды, представленные аккаргинской толщей, залегают с параллельным несогласием или согласно на песчано–сланцевой боровой толще, а позднедевонские отложения представлены ащисуйской толщей [4].

Ащисуйская толща, слагающая отдельные маломощные тектонические пластины, сложена известняками, песчаниками и алевролитами, базальтами, андезитами, дацитами, туффитами. Вулканиды низкокалиевые, низкотитанистые, умеренноглиноземистые с известково–щелочным трендом дифференциации, характеризующиеся накоплением элементов с крупными ионными радиусами и ЛРЗЭ, большинство трендов имеет четкий ниобиевый минимум. Возраст толщи фамен – ранний турне.

Боровая толща, являющаяся возрастным, а во многом и фациальным аналогом брединской свиты, сложена глинистыми, кремнисто–глинистыми сланцами, известняками с прослоями алевролитов, песчаников, редко – базальтов. Нижние контакты толщи неясны, вулканиды аккаргинской толщи и известняки близкой к ней по возрасту биргильдинской свиты в пределах отдельных блоков залегают на боровой толще согласно. Фаунистически возраст толщи определен как нижневизейский.

В аккаргинской толще преобладают вулканогенные породы основного состава – базальты, андезибазальты, базальтовые брекчии, гиалокластиты и туфы, реже андезиты, их туфы. Возраст аккаргинской толщи доказан фаунистически и определяется как поздневизейско–серпуховской. Геохимически аккаргинские вулканиды относятся к базальтовой натриевой, калиево–натриевой серии, к нормальному и умеренно–щелочному рядам. Характерными особенностями аккаргинских вулканидов являются незначительный разброс по кремнекислотности, высокая титанистость и быстрый рост содержания TiO₂ (от 0,5% до 3,5%) со снижением концентраций MgO. Нормированный тренд распределения редкоземельных элементов отличается незначительным наклоном, отношение La/Yb в породах составляет 2,5–3,0, что связано не с дефицитом легких РЗЭ, а с обогащенностью базальтоидов тяжелыми. В целом аккаргинские вулканиды характеризуются накоплением крупноионных элементов (в 10–15 раз сравнительно с N-MORB) и близкими к N-MORB значениям концентраций высокозарядных элементов. Отмечаются небольшие минимумы Nb и Sr [4].

Итак, во всех описанных зонах между временем образования фаменских и раннекаменноугольных вулканидов существовал некий авулканогенный этап, в течение которого либо накапливались терригенно–карбонатные толщи, либо происходил размыв. Наиболее длительные перерывы, охватывающие практически весь фамен и часть раннего турне, отмечаются для Кочкарско–Адамовской зоны. При этом позднедевонские вулканические комплексы во всех описанных зонах наиболее близки надсубдукционным образованиям, а раннекаменноугольные ближе к внутриплитным. В пределах Уйско–Новооренбургской и Кочкарско–Адамовской зон, где отложения фаменского возраста неизвестны и, скорее всего, здесь в фамене было поднятие и размыв, развиты раннекаменноугольные вулканиды со смешанными признаками надсубдукционных и внутриплитных образований. В Зауральской зоне, где в фаменское время был проявлен вулканизм близкий к островодужному, раннекаменноугольные вулканиды представлены исключительно высокотитанистыми базальтоидами.

Литература

1. Мосейчук В.М., Яркова А. В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000. Серия Южно-Уральская. Листы N-40-XXIV, XXX, Объясн. зап. Челябинск: 2000.
2. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. — Уфа: 1992.
3. Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). — М., 2002.
4. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., и др. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов (вып. 4). Под ред. проф. А.М. Никишина. — М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. — 300 с.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА УСТЬЯ Р. ЧУЯ КАК ОСНОВА ДЛЯ
ОЦЕНКИ АНТРОПОГЕННОЙ НАГРУЗКИ НА РЕЛЬЕФ****П.Ю. Савельева****Научный руководитель старший научный сотрудник. А.А. Мистрюков
Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия**

На Юго-Восточном Алтае широко распространены глубоко разработанные долины крупных рек Катунь и Чуя. Вдоль бортов этих рек развиты многочисленные террасы, которые уникальны как по своему количеству и площади распространения, так и по размерам (протяженность площадок до нескольких километров, высота-до 250 метров относительно уреза воды). Конечно, такой объект не мог не остаться без внимания исследователей, и за многие годы накопилось большое количество научных публикаций, посвященных происхождению, строению, взаимоотношению, распространению комплексов террас, но даже при этом многие вопросы остаются дискуссионными. Поскольку террасы сложены рыхлыми четвертичными осадками, имеют слабонаклонные, как правило, ровные площадки, то они наиболее интенсивно используются местным населением под хозяйственную деятельность и антропогенные сооружения. Вдоль долин рек Чуя и Катунь протягивается Чуйский тракт, являющийся главной трассой для проезда большого количества туристов. По причине возрастающей с каждым годом антропогенной нагрузки на ландшафт, региональные власти приняли решение о создании в данном районе природно-хозяйственного парка «Чуй-Озы». Без знаний о строении и развитии рельефа региона невозможно оценить потенциальные возможности ландшафта.

Основанием любого геоморфологического исследования является геоморфологическое картографирование, выявляющее генетические элементы рельефа и образуемую им структуру. Анализ морфоструктур позволяет определять последовательность формирования всего рельефа и отдельных его элементов, а также выявить основные характеристики этих элементов, позволяющих судить об устойчивости ландшафта в данном районе.

В результате детальных геоморфологических исследований нами были построены геоморфологические карты на ключевые участки на основе использованных топографических основ 1:25000 масштаба. В ходе геоморфологического картографирования были выделены и охарактеризованы различные морфологические элементы, образующие структуру мезорельефа.

Наиболее древними и при этом более устойчивыми элементами рельефа района устья р. Чуя являются приводораздельные склоны хребтов, сложенных породами раннедевонского и среднеордовикского возраста, покрытые маломощными продуктами физического выветривания. В эту группу входят обрывистые склоны, с углом наклона более 55° , и очень крутые склоны с углом наклона $36^{\circ}-55^{\circ}$.

Следующими элементами рельефа выделяются денудационные склоны, которые также в свою очередь подразделяются на крутые (угол наклона $16^{\circ}-35^{\circ}$), средней крутизны (угол наклона $6^{\circ}-15^{\circ}$), пологие (угол наклона $3^{\circ}-5^{\circ}$) и очень пологие склоны (наклон менее 3°). Крутизна различных типов склонов также в свою очередь определяется процессами денудации и временем их воздействия. Так в долинах оврагов и мелких рек наблюдается отчетливая тенденция уменьшения крутизны склонов (от крутых до очень пологих) от истока к устью. Кроме того, накапливающиеся продукты выветривания в верхних частях долин и их склонов под действием водно-гравитационных процессов сносятся вниз и отлагаются на пологих частях рельефа. Именно поэтому на пологих и очень пологих склонах скапливается наибольшее количество рыхлого материала.

По времени образования в отдельную категорию можно выделить склоны речных террас. Чем позднее эти поверхности образовывались при эрозионном врезании рек, тем они моложе. Соответственно, более ранние по времени образования склоны высоких террас, а самые молодые склоны низких террас. В то же время, со стороны мелких эрозионных долин, оврагов и небольших притоков в результате постоянной эрозии могли возникать новые склоны террас. По углу наклона площадок выделяются: очень крутые, крутые и террасы со склонами средней крутизны. Крутизна склонов, с одной стороны, зависит от высоты самих террас, с другой стороны, от материала, слагающего террасы. Так очень крутые и крутые склоны приурочены к высоким террасам. Склоны средней крутизны и реже пологие - к средним и низким террасам. Террасы, которые сложены более рыхлым и мелкозернистым материалом, сильнее подвержены размыву. Пологие и очень пологие склоны приурочены к террасам, сложенным наиболее рыхлыми и несцементированными осадками. В основном это склоны, поверхности которых покрыты делювиальными, пролювиальными и аллювиальными продуктами денудации.

Третий крупный элемент рельефа – это высокие террасы долины реки Катунь. Высота террас в данном районе достигает 210 - 230 метров относительно уреза воды. Это хорошо выраженные в рельефе морфологические единицы, характеризующиеся сглаженными бровками, неровным, затянутым пролювиально-делювиальными шлейфами площадками, которые слегка наклонены. Высокие террасы могут занимать большие площади, но чаще всего представлены редкими «обрывками», слегка наклоненными к реке.

К четвертому элементу рельефа относятся площадки средних террас, высотой до 80-100 метров относительно уреза рек. В отличие от высоких террас, средние террасы характеризуются более ровными площадками, четко выраженными бровками, значительной распространенностью.

Пятым элементом рельефа является комплекс низких террас и современные пойменные отложения. Высота низких террас изменяется от 3 метров до 7-8 метров. Это ровные достаточно широкие площадки, иногда с задернованной поверхностью, периодически заливаемые водой при сезонном половодье. Поверхности пойм обычно выложены песком, галечниками, небольшими валунами. В основном тела низких террас состоят из перемытого и переотложенного материала высоких и средних террас.

Самыми молодыми по времени образования элементами рельефа являются многочисленные склоновые образования. Предгорные склоны часто осложнены долинами временных водотоков, в устьях которых образуются конуса выноса и овражно-балочный аллювий. На склонах и площадках сформированных ранее террас присутствуют различные пролювиальные, делювиальные и осыпные образования.

Пролувиально-делювиальные шлейфы, представленные продуктами выветривания, смытые и переотложенные временными водотоками и мелкими струйками воды, образующимися на склонах при выпадении дождей и таянии снежного покрова. Крутизна таких склонов обычно составляет от 4-2 до 10-12°. Эти отложения накапливаются на поверхности в виде чехла, увеличивающегося по мощности к основанию склона, где они слагают шлейфы. Пролувиально-делювиальные шлейфы могут занимать достаточно большие площади (до 800 метров в ширину). Они приурочены, главным образом, к широким эрозионным долинам оврагов или перекрывают площадки высоких и средних террас.

Пролувиальные конуса и шлейфы приурочены к приустьевым частям промоин на склонах оврагов. Пролувиальные конуса имеют четко выраженную в рельефе форму веера, часто перекрывают площадки террас.

Поверхности, сложенные коллювиальными отложениями, представлены в основном осыпными образованиями. Коллювий представляет собой продукты выветривания, смещенные вниз по склону под влиянием силы тяжести. Он накапливается на склонах и у их подножий в результате обрушения и осыпания обломочного материала. Осыпной коллювий формируется на крутых склонах террас, их состав в основном зависит от отложений, слагающих террасы.

Овражно-балочные аллювиальные отложения развиты в овражных долинах и балках. Образованные мелкими водными потоками, такие отложения осаждаются в низовьях долин.

Таким образом, наиболее элементы рельефа локализованы в области распространения террас, что не удивительно, поскольку террасы сложены в основном разнородным дресвяным, щебнистым, галечным, валунным материалом в алевритовом заполнителе, который относительно легко поддается размыву.

На основе проведенного геоморфологического анализа была создана карта устойчивости рельефа к антропогенному воздействию. На ней представлены следующие типы поверхностей рельефа:

1. Поверхности устойчивые к антропогенному влиянию;
2. Поверхности менее устойчивые, подверженные антропогенному воздействию;
3. Поверхности, активно используемые в результате хозяйственной деятельности;
4. Поверхности, требующие рекультивации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН № 56.

КОНОДОНТЫ ИЗ ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО (Р. ЛЕК – ЕЛЕЦ) И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА (Р. КОЖЫМ)

Л.В. Соколова

Научный руководитель ведущий научный сотрудник Т.М. Безносова
Институт геологии Коми национального центра Уральского отделения РАН,
г. Сыктывкар, Россия

Отложения опорного разреза на р. Кожым (Приполярный Урал) формировались в условиях мелководного шельфа, с ограниченным водообменом [1, 2]. Лек-елецкие отложения (Полярный Урал), рассматриваются исследователями Я. Б. Дембовским (материалы отчета) и М. А. Шишкиным [4] как отложения открытого шельфа со свободным водообменом и являются переходными фациями к батинальным отложениям Лемвинской структурно – формационной зоны.

Из интервала, мощностью 20 м, верхнесилурийского разреза на р. Лек-Елец выделен комплекс конодонтов, в составе которого определены *Panderodus cf. recurvatus* (Rhodes), *Panderodus ex. gr. unicastatus* (Branson and Mehl), *Panderodus cf. greenlandensis* Armstrong, *Panderodus spp.*, *Walliserodus sp.*, *Dapsilodus cf. obliquicostatus* (Branson and Mehl), *Belodella spp.*, *Oz. excavata excavata* (Branson and Mehl), *Ozarkodina sp* (aff. *paucidentata* Murphy & Matti), *Oz. cf. remscheidensis* (Ziegler), *Pedavis (?) sp* (см. рисунок).

По материалам отчета Я. Б. Дембовского за 1983г. возраст отложений, из которых получен комплекс, датируется лудловом. Однако присутствие в полученном комплексе вида *Oz. cf. remscheidensis*, не позволяет однозначно определять возраст пород как лудловский. В пограничных отложениях силура и девона стратотипического разреза Клонк (Чехия) конодонты группы *eosteinhorrensensis* появляются в позднем лудлове, а конодонты группы *remscheidensis* в пржидоле [5].

При анализе комплекса установлено численное преобладание элементов *Oz. excavata excavata*. Другие виды озаркодинид представлены в образцах только единичными экземплярами. Обилие элементов *Oz. excavata excavata* в породе, морфологическое разнообразие среди Ра-элементов вида и наличие трех основных возрастных стадий позволяет предположить, что условия, при которых формировались лек-елецкие отложения, являлись благоприятными для существования этого конодонта. Преобладание элементов *Oz. excavata* в отложениях может свидетельствовать о том, что биота, в состав которой входили эти конодонты, существовала в открытоморских

обстановках [6]. Единичный экземпляр *Oz. excavata* был определен из мелководных отложений опорного разреза на р. Кожым, относимых к пржидольским [2, 3]. Вероятно, конодонты этого вида обладали достаточно широкой толерантностью по отношению к условиям среды обитания и могли существовать в мелководных обстановках, близких к прибрежным. Конодонты *Dapsilodus* cf. *obliquicostatus* могут служить индикаторами достаточно глубоководных обстановок и практически не встречаются в прибрежной зоне мелководного шельфа.

Ярус	Конодонты из разреза р. Лек - Елец (Полярный Урал)		Ярус	Пачки	Конодонты из разреза р. Кожым (Приполярный Урал) (Опорные разрезы..., 1983)
	Определения из отчета Я. Б. Дембовского, 1983	Определения автора			
ЛУДЛОВСКИЙ - ПРЖИДОЛЬСКИЙ	<i>Ozarkodina excavata excavata</i> , <i>Distomodus</i> sp., <i>Panerodus unicastatus</i> , <i>Panderodus</i> sp., <i>Belodella resima</i> , <i>Belodella</i> sp.	<i>Ozarkodina</i> cf. <i>remscheidensis</i> (Wall.), <i>Ozarkodina excavata excavata</i> Mashkova, <i>Belodella</i> spp, <i>Walliserodus</i> sp., <i>Dapsilodus</i> cf. <i>obliquicostatus</i> , <i>Panderodus</i> spp., <i>Panderodus</i> cf. <i>recurvatus</i> , <i>Panderodus</i> cf. <i>greenlandensis</i> , <i>Panderodus</i> ex gr. <i>unicastatus</i> , <i>Pedavis</i> (?) sp.	ПРЖИДОЛЬСКИЙ	III	
	<i>Polygnathus siluricus</i> Br et Mehl, <i>Ozarkodina excavata excavata</i> , <i>Ozarkodina excavata inflata</i>	<i>Ozarkodina excavata excavata</i> Mashkova, <i>Ozarkodina</i> sp (aff. <i>paucidentata</i> Murphy & Matti) <i>Belodella</i> spp, <i>Walliserodus</i> sp., <i>Dapsilodus</i> cf. <i>obliquicostatus</i> , <i>Panderodus</i> spp., <i>Panderodus</i> cf. <i>recurvatus</i> , <i>Panderodus</i> ex gr. <i>unicastatus</i> , <i>Pedavis</i> (?) sp.		II	<i>Ozarkodina</i> aff. <i>steinhornensis eosteinhornensis</i> (Wall.), <i>Ozarkodina excavata reclinata</i> Mashkova, <i>Ozarkodina confluens</i>
			I		<i>Ozarkodina prima</i> Melnikov, <i>Ozarkodina confluens tenuidentatus</i> Melnikov, <i>Ozarkodina confluens</i>
ЛУДЛОВСКИЙ			III		<i>Ozarkodina hassi minima</i> Melnikov, <i>Polygnathus siluricus</i> Br et Mehl, <i>Ozarkodina confluens</i> Br et Mehl, <i>Ozarkodina</i> aff. <i>excavata hamata</i> Wall.

Рис. Видовой состав комплексов конодонтов из верхнесилурийских отложений Полярного и Приполярного Урала

Согласно определениям С. В. Мельникова [1] верхнесилурийские отложения на Приполярном Урале в бассейне р. Кожым заключают следующий комплекс конодонтов: *Polygnathus siluricus* Br et Mehl, *Ozarkodina hassi minima* Melnikov, *Ozarkodina confluens* Br et Mehl, *Ozarkodina confluens tenuidentatus* Melnikov, *Ozarkodina prima* Melnikov, *Ozarkodina* aff. *excavata hamata* Wall., *Ozarkodina excavata reclinata* Mashkova, *Ozarkodina* aff. *steinhornensis eosteinhornensis* (Wall.).

Лек-елецкий комплекса имеет ряд отличий от кожымского комплекса конодонтов. Его таксономический состав богаче, чем у кожымского комплекса, велика доля видов с кониформным типом аппарата (*Panderodus*, *Walliserodus*, *Dapsilodus*, *Belodella*) и присутствуют виды – индексы более глубоководных и открытоморских отложений. Таксономический состав кожымского комплекса значительно обеднен, по количеству видов здесь доминируют различные виды озаркодинид, а в состав комплекса входят виды, характерные для мелководных шельфовых отложений.

Литература

1. Мельников С. В. Мелководные конодонты силура в опорном разрезе Приполярного Урала (р. Кожым) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. II. — Сыктывкар, 1999. — С. 275 — 278.
2. Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона приполярного Урала (путеводитель полевого семинара) / Отв. ред. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. — Коми филиал АН СССР, 1983. — 104 с.
3. Соколова Л. В. Конодонты пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала (река Кожым) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. — Сыктывкар: Геопринт, 2005. — № 5. — С. 2 — 4.
4. Шишкин М. А. Стратиграфическая модель фаций силурийско – девонских отложений для западного склона Полярного Урала // Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно – Европейской платформы. Тезисы докладов совещания. — Свердловск — Миасс, 1985. — С. 51
5. Jeppsson L. Conodont biostratigraphy of the Silurian – Devonian boundary stratotype at Klonk, Czechoslovakia // Geologica et Palaeontologica. — Marburg, 1988. — № 22. — S. 21 – 31.
6. Von Bitter P. H., Purnell M. A., Stott C.A. Environmental gradient is reflected in faunal composition and distribution of the exceptionally preserved conodonts and other vertebrates from the Silurian Eramosa Lagerstätte, Bruce Peninsula, Ontario, Canada // Geological Society of America: Abstracts with Programs. 2006. — Vol. 38. — № 2. — P. 4.

РОДНИКИ ГОРОДА ТОМСКА (ИСТОРИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)**Е.А. Солдатова**

Научный руководитель старший преподаватель Т.Е. Мартынова

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Целью работы является рассмотрение родников г. Томска как естественных источников питьевой воды в историческом аспекте, сравнение с современным их состоянием, а также привлечение внимания общественности к экологическим проблемам источников.

Все цивилизованные народы обращают серьезное внимание на водоснабжение. От качества воды, употребляемой для питья и других нужд, в значительной степени зависит здоровье населения. И, по свидетельству исторических документов, об этом в Томске начали серьезно задумываться уже в XIX. Именно тогда были проведены масштабные геологические и химические исследования для определения качества воды. Я считаю, что при решении проблемы водоснабжения Томска в настоящем, нельзя не принимать во внимание эти исследования в прошлом, а также былой опыт использования родниковой воды для нужд населения. В этом и заключается актуальность выбранной мной темы.

Почему именно родники? Ответ прост. В Томске насчитывается более 600 источников и множество родниковых полей. Они являются уникальными рекреационными зонами и рекомендованы для придания им статусов «особо охраняемых территорий», «памятников природы», «исторических памятников». Более того, на территории Томска рождаются новые родники. Например, после землетрясения 27 сентября 2003 года в Солнечной Роще забил мощный ключ Ново-Хромовский, вода которого была признана пригодной для хозяйственно-бытового использования. От подземных источников зависит ландшафт города, а значит, их положение должно учитываться при строительстве. По характеру стока и разгрузки подземных водных потоков в пределах города выделен ряд крупных гидродинамических зон. Кроме того, городская территория делится на отдельные ландшафтно-родниковые зоны (это зоны, в которых под влиянием родников формируется специфический ландшафт, который требует особых условий обустройства и хозяйственно-рекреационного освоения). Ландшафтно-родниковых мегазон насчитывается 15, помимо их существуют макрозоны, мезозоны, миллизоны и микрозоны (последние характеризуют сам родник или отдельный водоем).

подавляющая часть родников сейчас не используется, более того, вода многих из них (даже используемых!) просто не пригодна для использования и может принести вред здоровью населения. В то время как изначально родниковую воду использовали для водоснабжения города, за ключами ухаживали, благоустраивали бассейны, делали специальные резервуары, даже освящали их, сейчас мы засыпаем их гравием (как в случае с родником на ул. Островского) или ходим по ним, принимая по ошибке за сточные воды. Так может стоит обратиться к опыту поколений?

Исторически родники служили томичам как надежные неиссякаемые источники питьевой воды. И томичи заботились о них: чистили, благоустраивали ключи и окружающую их территорию. Рассмотрим устройство некоторых родников в конце XIX в. Например, университетские ключи (6 источников, лежащих в 20–30 шагах друг от друга, у подножия крутого откоса университетского парка, обращенного к реке) были перехвачены и обстроены деревянными резервуарами с двойной крышей и люками наверху. Над одним из ключей была даже воздвигнута маленькая красивая часовня. Вода, скапливающаяся в резервуарах, стекала по деревянным водопроводным трубам в 4 колодца, выложенных бревнами и прикрыты сверху плотными двойными крышами с люками. Из колодцев вода, с помощью паровой водопроводной машины, переносилась в деревянный бак, вместимостью 6500 ведер; сам бак помещался наверху пятиэтажной каменной башни, отсюда вода легко проводилась по трубам, сделанным из цельных бревен, ко всем зданиям Университета. Отмечу также, что, согласно исследованиям 1889 г., предпринятым профессором Императорского Томского Университета Э.А. Леманом, вода этих ключей была бесцветна, прозрачна, не имела запаха и обладала освежающим вкусом; температура $+7,5^{\circ}\text{C}$ (при t° воздуха $+21^{\circ}\text{C}$). Другой пример – ключ Средний («Божья Роса»), расположенный по переулку Островского, у Шубинской бани, перехваченный открытым бассейном круглой формы, с бревенчатыми стенами и полом из каменных плит. Вода в ключе прозрачная, бесцветная, без запаха, с освежающим пресным вкусом; $t^{\circ}=+10,5^{\circ}\text{C}$. Что мешает нам, применить современные технологии и научные достижения, которые, несомненно, во много раз превосходят уровень XIX века, чтобы также бережно и рационально использовать дар природы, столь широко представленный в Томске?

Но и в те давние годы не все было так гладко, иначе, что заставило бы обратить внимание на проблему качества воды? Бревенчатый резервуар ключа Дальний, расположенного по переулку Тихий (у подножия горы Каштак), был изрядно потрепанным: «стены и пол резервуару... бревенчатые, сильно подгнившие, обросшие зелеными водорослями; крыша на столбах изломанная, гнилая» [2]. За ветхой часовней, построенной за ключом, находились 3–4 вертикальных бревенчатых трубы, подводивших воздух к водопроводному каналу ключа. Скорее всего, эта конструкция поддерживала кислородный баланс источника, не давая воде закиснуть, – вода в нем, несмотря на запущенность бассейна, была прозрачная, бесцветная, с приятным вкусом и не имела запаха. Резервуар ключа на шепном базаре (к западу от среднего ключа) также был прикрыт ветхой крышей, а его стены обросли водорослями. Дно резервуара было покрыто глубоким слоем ила; вода прозрачная, но с желтоватым оттенком и неприятным, несколько гнилым запахом.

Теперь обратимся к химическим исследованиям, проведенным в 1889 году профессором Э.А. Леманом, которые он провел с целью установления количества содержащихся в питьевой воде минеральных и органических веществ. Анализы для полноты эксперимента проводились в разные времена года. В результате стало очевидным, что, несмотря на сравнительно близкое взаиморасположение, ключевая и колодезная воды Томска значительно различаются по минеральному и органическому составу. При этом количество минеральных составных частей воды одного и того же ключа остается довольно постоянным в различные времена года, значит, минеральный состав зависит не от случайных, часто меняющихся условий, а, наоборот, от постоянно

действующего фактора. Этим фактором оказалось разное содержание в воде свободной углекислоты, способной, как известно, растворять известковые, магниевые и железистые соединения, встречающиеся в почве. Источником ее в Томске явилось разложение органических веществ растительного и животного происхождения. Другие источники свободной углекислоты – атмосферный воздух и вулканические газы – не принимались в расчет, т. к. наша местность не является вулканической, а воздух содержит незначительное и, притом, почти везде одинаковое количество углекислоты [1].

Содержанием углекислоты можно объяснить возрастающую к центру города жесткость воды. Дело в том, что в более заселенной центральной части города, естественно, больше и городских нечистот, в число коих входят и органические отходы. Именно они, попадая в почву, подвергаются разложению и окислению. А загрязняют они не только верхний слой почвы, но и довольно глубокие ее слои. Таким образом, значительное количество свободной углекислоты с помощью атмосферных осадков попадает в подземные воды.

Жесткость анализируемой воды повышали не только железистые, магниевые и известковые соединения, но и нарастание количества поваренной соли. Параллельно с жесткостью нарастало и содержание хлора. Это подтверждает гипотезу образования углекислоты из органического вещества, т.к. животные отбросы преимущественно богаты этими соединениями.

Но достоинство питьевой воды измеряется не только содержанием в ней минеральной составляющей. Едва ли ни самым важным показателем является ее органический состав. Конечные продукты разложения органических веществ, в особенности животного происхождения – азотная кислота, аммиак и углекислота – встречались почти во всех анализованных водах. Но в различных количествах. Присутствие азотной кислоты и аммиака указывает на более или менее значительное загрязнение почвы, через которую просачивалась такая вода, следовательно, оно может быть показателем загрязнения почв. Было также замечено, что содержание органической составляющей в некоторых источниках значительно изменяется в зависимости от времени года: зимой оно уменьшалось, в дальнейшем же – увеличивалось, пик приходился преимущественно на лето. Леман объяснил это внешним загрязнением родников, т.к. содержание органической части закономерно возрастало у менее обустроенных ключей, с обветшалыми резервуарами и крышами. Уменьшение содержания органики зимой обусловлено ледяной коркой, защищающей поверхность воды бассейнов от внешнего загрязнения и замораживающей на время жидкие нечистоты [4].

Следует сказать, что Леманом не были проведены бактериологические исследования. Дело в том, что в то время (конец XIX - начало XX вв.) этот вопрос был еще не вполне выяснен, исследования не давали точных результатов.

Подытоживая эту часть моей работы, отмечу, что, несмотря на запущенное состояние некоторых источников, вода их была признана доброкачественной и пригодной для питья.

Теперь рассмотрим современное состояние родников.

Исследования, проводимые гидрогеологами ТПУ в течение почти двух десятков лет показали, что неблагополучны в санитарно-гигиеническом отношении 12 % родников. Значительная часть родников испытывает влияние антропогенного загрязнения. При этом вода подвержена не только химическому, но и бактериальному загрязнению (64 % изученных источников Томска).

Каково же состояние ключей, рассмотренных мною ранее? Университетские ключи прекратили свое существование, «загнанные» под землю строительством. Вода родника «Божья Роса» признана непригодной для питья (содержание нитратов превышает ПДК, кроме того, вода не отвечает санитарным нормам по наличию мезофильных сапрофитов (бактерии данной физиологической группы являются показателями загрязнения воды фекальной микрофлорой). Экологическая ситуация Дальнего Ключа также неблагоприятна. По химическому составу и микробиологическим показателям вода родника не соответствует нормам, определенным для питьевой воды.

Мезофильные сапрофиты присутствовали в 54 % изученных родников. По существующим санитарным нормам, их количество в питьевой воде не должно превышать 100 клеток в 1 мл воды. Содержание мезофильных сапрофитов выше санитарной нормы установлено для 40 % изученных родников города. В их числе родники в Ботаническом саду, на улице А. Иванова, Тимакова, Юргинской, по переулку Целинный, Островского. Это указывает на загрязнение их бытовыми сточными водами [4].

Экологически благополучными по микробиологическим показателям признаны лишь родники южной, наименее освоенной части города (юго-восточная часть микрорайона Степановка – родник Весенний, микрорайон Академгородок – родник Академический). Но и здесь присутствуют следы начального этапа загрязнения, связанного с антропогенным воздействием.

При решении проблемы родников в Томске необходимо помнить, что некоторые родники, например, Святой Ключ, Хромовский, Весенний и другие до сих пор являются источниками питьевой воды в районах, где и сейчас отсутствует водопровод [3]. Но родник это не просто источник воды, но и источник эстетического наслаждения. А значит это источник физического и психического здоровья человека. Я считаю, что для нас, жителей «города родников», спасти родники, значит, спасти себя.

Литература

1. Вертман Е.Г. Томск – город родников // Актуальные проблемы экологии. – Томск: 2004. – Т. 3, - № 4. – С. 54 – 56.
2. Леман Э.А. Химический анализ воды, употребляемой в г. Томске для питья и различных хозяйственных надобностей// Томские университетские известия. – Томск: 1889. – № 1. – С. 125 – 136.
3. Назаров А.Д., Вертман Е.Г. Родники города Томска – ландшафтно-родниковое районирование городской территории// Актуальные проблемы экологии. – Томск: 2004. – Т. 3, № 4. – С. 44 – 49.
4. Наливайко Н.Г., Кузеванов К.И., Копылова Ю.Г. Атлас бактериальных пейзажей родников города Томска. – Томск: 2002. – 52 с.