

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ КОТЛОВИН КАРСТОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Ахмедова Н.С.

Горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: Ans_natasha@mail.ru

Геологическое строение является одним из первостепенных причин образования котловин карстового происхождения. В ходе анализа было установлено, что преобладающая часть котловин карстового происхождения сложена карбонатными породами (известняками, доломитами) мезозойского возраста. Внешняя и внутренняя структура пород оказывает прямое воздействие на развитие морфометрических параметров и морфологическое строение котловины.

GEOLOGICAL PRECONDITIONS OF THE FORMATION OF BOLSONS OF KARST ORIGIN

Akhmedova N.S.

Mining University, Saint-Petersburg, Russia, E-mail: Ans_natasha@mail.ru

Geological structure constitution is one of the primary causes of the formation of bolsons of karst origin. During the analysis it was discovered that the prevailing part of the bolsons of karst origin is made of carbon-bearing materials (carbonate of lime, magnesian lime) of Mesozoic age. External and internal structures of the materials influence directly the development of morphometric parameters and physiographic constitution of the bolson.

Карстовые воронки являются наиболее распространенными поверхностными формами карстового рельефа и представляют собой впадины, имеющие блюдцеобразную, чашеобразную, коническую или цилиндрическую форму, образующиеся в растворимых в воде породах (рис. 1).

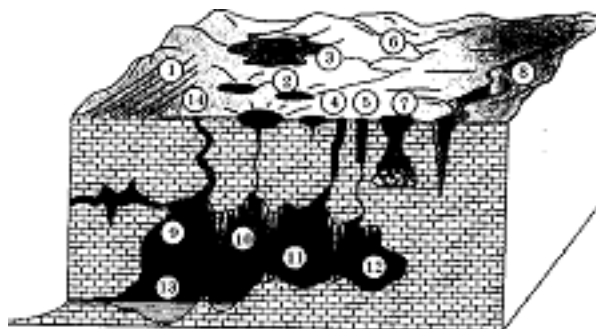


Рис. 1. Формы карстового рельефа: 1 – карры; 2 – воронка; 3 – полье; 4 – колодец; 5 – шахта; 6 – исчезающая реки; 7 – провальная воронка; 8 – ущелье; 9 – пещера; 10 – сталактиты; 11 – сталагмиты; 12 – терра-росса; 13 – пещерное озеро; 14 – пропасть [7].

Сливаясь, воронки образуют сдвоенные, строенные и более сложные ванны и котловины. Поэтому при рассмотрении таких объектов как озера, чаще употребляется термин котловин, поскольку воронкам присуща, как правило, небольшая площадь распространения. Соответственно, генетические типы воронок можно соотносить с генетическими типами котловин. Карстовые котловины являются частью гидро – и карстосферы, наиболее распространенной формой карстового озерного ландшафта [8].

Одним из важнейших условий протекания карстового процесса является наличие растворимых горных пород и минералов (известняки, доломиты, мергели, гипсы, ангидриты, каменная соль и др.). География распространения этих пород обширна и связана с породами различного возраста.

На основании анализа геологических карт, литературных источников составлена краткая общая характеристика морфоструктурных участков, формы залегания, состава, возраста карстующихся пород на рассматриваемых территориях [6,9]. Необходимо отметить, что приведенные данные являются общей характеристикой территорий, на которых развит карст (котловины карстового происхождения) (табл. 1).

На основании анализа табл. 1 можно сделать вывод о том, что распространение котловин карстового происхождения связано с зонами трещиноватости пород в местах сопряжения синклиналей и антиклиналей денудационно-эрозионных равнин и складчатых областей. Преобладающими являются карбонатные породы мезозойского возраста (известняки, доломиты), несмотря на небольшую скорость растворения пород (табл. 2).

Таблица 1

Литолого-тектоническая характеристика территорий распространения карстовых пород

Территория	Возраст пород	Состав пород	Морфоструктурный участок	Форма залегания пород
Зарубежная Европа:				
<i>Альпы:</i> <i>(Средняя):</i> Франция	M _z , K _z	И, Д, Г	Скл. обл.	Антиклиналь с эрозионным расчленением (Лангедока, Перигор, Шаратанга и др.)
Германия	Pz ₂ , M _z	И, Д, Г, КС	Скл. обл.	Антиклиналь (куэстовые гряды – Швабская гряда и плато – Франкской юры)
Австрия	Pz ₂	И, Д	Скл. обл.	Антиклиналь с низменными цепями (Известняковые Предальпы, массив Тотес)
Швейцария	M _z	И, Г	Скл. обл.	Антиклиналь (Швейцарская юра)
<i>(Южная):</i> Италия	Pz ₂ , M _z	И, Д, Г	Скл. обл.	Антиклиналь (Приморские, Южные Альпы)
Испания	M _z	И, Д	Скл. обл.	Антиклиналь (пл. Мезета, Андалузских гор)

Территория	Возраст пород	Состав пород	Морфо-структурный участок	Форма залегания пород
Балканы:				
Хорватия	Pz ₂ , M _z M _z	И, Д	Скл. обл.	Моноклираль поля Имотско
Босния и Герцеговина	M _z	И, Д	Скл. обл.	Моноклираль Хутовского поля
Сербия/Черногория	Pz ₂ , M _z	И, Д	Скл. обл.	Моноклираль Цетиньско, Ньегушского поля
Албания	M _z	И	Скл. обл.	Моноклираль плоскогорья Курвелеш
Греция	M _z N	И, Д, Г	Скл. обл.	Антиклиналь (Пинда) и синклинали
Карпаты:				
Словения	Pz ₂ , M _z	И, Д	Скл. обл.	Антиклиналь (Трновский Гозд, Церкишское Поле, др)
Румыния	M _z	И, Д, Г	Скл. обл.	Моноклираль плоскогорья Пэдурия-Краюлуй
(Восточная):				
Польша	Pz ₁ , Pz ₂ , M _z	И, Д, Г	Д-э р.	Антиклиналь (Судеты, Силезское плато) на участках эпигерцинских платформ
Украина	Pz ₁ , Pz ₂ , M _z	И, Д, Г, КС	Скл. обл.	Синклиналь, моноклираль
Эстония	Pz ₁	И, Д	А.р.	Синклиналь на водораздельных участках (р.Эрра)
Латвия	Pz ₁	И, Д, Г	Д-э р.	Синклиналь на водораздельных участках (р. Даугава)
Литва	M _z	И, Д, Г	Д-э р.	Синклиналь на водораздельных участках (р.Зап.Двина, Гуайа)
Белоруссия	Pz ₂	И, Д, Г	Д-э р.	Синклиналь (разломы)
Россия*:				
Прибалтийская	Pz ₁	И, Д	Д-э р/п.	Прибалтийская моноклираль
Московская	Pz ₁ , Pz ₂	И, Д	Д-э р.д/п.	Московская синеклираль
Волго-Уральская	Pz ₂	И, Д, Г	Д-э р. д/п.	Волго-Уральская антиклиза
Северо-Кавказская	Pz ₁ , M _z	И, Д, Г	А. р. м/п.	Ставропольская антиклиналь
Анабарская	Pz ₁ , M _z	И, КС	Д-э р/п.	Анабарская антиклиза

Территория	Возраст пород	Состав пород	Морфо-структурный участок	Форма залегания пород
Виллойская	Pz ₁	И, Д, Г	Д-э р/п.	Виллойская синеклиза
Алданская	Pz ₁	И, Д	Д-э р/п.	Водораздел р. Алдан
Зарубежная Азия:				
Закавказье: Грузия	M _z , P	И, Г	Скл. обл.	Синклиналь, антиклиналь (поля Турчу, Шаорское, др.), моноклиналь
Азербайджан	Pz ₁ , Pz ₂ , M _z , P		Скл. обл.	Моноклиналь Малого Кавказа
Ближний Восток: Турция	Pz ₂ , M _z	И, Д, Г, КС	Скл. обл.	Моноклиналь Центрального Тавра
Иран	M _z	И, Г	Скл. обл.	Моноклиналь хребта Бешагерд
Средняя Азия: Казахстан	Pz ₁ , Pz ₂ , M _z , N	И, Д, КС	Д-э р/п.	Синклиналь (Тургайский прогиб), антиклиналь (плато Устюрт)
Туркменистан	M _z	И, Д, Г, КС	А.р.	Синклиналь (Западно-Туркменская область)
Узбекистан	Pz ₁ , Pz ₂	И, Д, Г	Д-э р/п.	Синклиналь (Плато Устюрт), антиклиналь (Гиссарский хр.)
Киргизия	Pz ₂ , M _z	И, Д, Г, КС	Скл. обл.	Моноклиналь (Заалайский, Ферганский хребет)
Южная Азия: Афганистан	M _z	И, Г, КС	Скл. обл.	Синклиналь
Индия	M _z	И, Д, КС		Моноклиналь (г. Ассама)
Индонезия	M _z , N	И	Скл. обл.	Прогибы в результате интенсивных неотектонических движений
Новая Гвинея	M _z	И	Скл. обл.	Поднятия в результате интенсивных неотектонических движений
Африка:				
Центральная: Нигерия	M _z	И, Д, Г	Д.-э.р/п.	Синклиналь
Южная: Намибия	Pz ₁ , M _z	И, Д, Г	Д.-э.р/п.	Синклиналь
Австралия:				
Новая Зеландия	Pz ₁	И	Г. к/с ф.	Синклиналь
Северная Америка:				

Территория	Возраст пород	Состав пород	Морфо-структурный участок	Форма залегания пород
Канада	Pz ₁	И, Д, Г, КС	Скл.гл.г.	Моноклираль (г. Сев. Аппалачи, Кордильеры)
США	M _z	И, Д	СА п.	Моноклираль
Мексика	M _z	И, Д	СА п.	Моноклираль
Южная Америка:				
Бразилия	Pz ₁	И	Д-э р/п.	Моноклираль
Гондурас	M _z	И	Д-э р/п.	Моноклираль
Белиз	M _z	И	Д-э р/п.	Моноклираль
Багамы	M _z	И		Моноклираль

Примечания:

Состав пород:

И – известняки, Д – доломиты, Г – гипсы, КС – каменная соль

Морфоструктурные участки: Д-э р/п.(д/п) – денудационно-эрозионные равнины и плато (древних платформ), А. р. (м/п) – аккумулятивные равнины (молодых платформ), Г. к/с ф. – горы кайнозойского складчатого фундамента, Скл.гл.г. – складчато-глыбовые горы, СА п. – Северо-Американская платформа, Пр. НД – прогибы неотектонических движений, Под. НД – поднятия неотектонических движений.

* – выделенные карстовые провинции являются авторскими [5].

Таблица 2

Растворимость породообразующих минералов карстовых пород в дистиллированной воде [3]

Минералы	Температура, °С	Растворимость, г/л
CaCO ₃	10	0.013
CaCO ₃ *MgCO ₃	25	0.015
CaSO ₄	18	2,02
CaSO ₄	20	2.05
CaSO ₄	25	2.10
NaCl	10	357.2

Главное условие растворимости известняка – достаточное количество растворенного CO₂ в воде. Тогда H₂O становится химически агрессивной и энергично воздействуют на карбонатные породы. Источником CO₂, содержащегося в природных водах являются: атмосфера, биохимические процессы, протекающие в почве и коре выветривания, разложение органических остатков при свободном доступе воздуха, поступление углекислоты (диоксид углерода) из недр Земли в областях современной или недавней вулканической деятельности [2, 11, 10]. Состав, структура, пористость пород, скорость движения и растворяющая способность воздействующей воды, величина поверхности соприкосновения с

породами и ряд других геохимических факторов напрямую отражаются на морфометрии озерных котловин [4].

Таким образом, геологические условия являются важнейшими при формировании котловин карстового происхождения [1]. Внешняя и внутренняя структура пород оказывает прямое воздействие на развитие морфометрических параметров и морфологическое строение котловины.

Литература

1. Ахмедова Н.С. Геологические предпосылки развития и экологическое состояние карстовых озер в Кировской области // Сборник материалов девятой межвузовской молодежной научной конференции «Школа экологической геологии и рационального недропользования». – СПбГУ, 2008. – С. 165-167
2. Гвоздецкий Н. А. Карстовые ландшафты. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 154 с.
3. Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 392 с.
4. Денисов Н.Я. Инженерная геология. – М.: Госстройиздат, 1960. – 403 с.
5. Дублянский В.Н. Карст мира: монография. – Пермь.: ПермьГУ, 2007. – 331 с.
6. Дублянская Г.Н. Распространение карстующихся пород на территории России / Г.Н.Дублянская, В.Н.Дублянский // Картоведение XXI век: теоретическое и практическое значение. – Пермь, 2004. – С. 49-53
7. Короновский Н.В. Геология.10-11кл.: учеб. пособие для профильных классов общеобразов. учреждений. – М.: Дрофа, 2005. – 223 с.
8. Маруашвили Л.И. Карстосфера, ее размеры и отношения к другим геосферам/Л.И.Маруашвили // Сообщ.АН. Груз.ССР 1970. Т.57. №2. – С. 357-360
9. Региональное карстование / Отв. ред. Соколов Н.И., Гвоздецкий Н.А.. – М.: Изд. АН СССР, 1961- 244 с.
10. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: Учебник.-3е изд. перераб. и доп./ Рычагов Г.И. – М.: Изд-во. Московского университета, 2006. – 416 с.
11. Чикишев А. Г. Проблемы изучения карста Русской равнины. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 304 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЕ ТАРЕЙСКО-ПРЕГРАДНИНСКОЙ (ПЕРЕХОДНОЙ) СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ ОРДОВИКА НА ТАЙМЫРЕ (ЗАОЗЕРНИНСКАЯ ПЛОЩАДЬ)

Багаева А.А., Застрожных Д.А.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *brokaat@mail.ru*

В работе приведены новые данные по стратиграфии ордовика Таймыра, полученные в 2012 г. в ходе геологосъемочных работ м-ба 1:200 000 на территории листов S-48-I,II (Центральный Таймыр, р. Заозерная). Литостратиграфическое расчленение ордовика проводилось в соответствии с последней схемой корреляции, приведенной в работе Р.Ф. Соболевской [4]. Авторами ставится вопрос о структурно-фациальном районировании ордовикских образований изученной территории и их корреляции с разновозрастными отложениями, представленными на смежных листах.

This paper provides new data on the stratigraphy of Ordovician of Taimyr Peninsula obtained in 2012 during geological mapping field works (scale 1:200 000) within S-48-I,II map sheet (Central Taimyr, Zaozernaya River). Lithostratigraphic subdivision of Ordovician sediments was made in accordance with the latest correlation scheme (Sobolevskaya, 2011). The authors raise a point about the structural-facies zonation of Ordovician sediments of the study area and their correlation with coeval sediments represented on adjacent map sheets.

Ордовикские отложения на Таймыре имеют широкое распространение, протягиваясь в виде прерывистых полос почти широтного простирания от р. Хутудабигай на западе до залива Фаддея на востоке [4]. Первые сведения об этих отложениях были получены в 1843 году А.Ф. Миддендорфом. В 1929 году на р. Нижняя Таймыра Н.Н. Урванцев обнаружил палеозойскую фауну, на основании которой выделил на Восточном Таймыре кембро-силурийские отложения. Последующие изучения ордовикско-силурийских отложений были связаны с именем геолога НИИГА М.Н. Злобина, проводившего тематические исследования в период с 1950 по 1954 г. на Восточном Таймыре. Наряду с кембрием, он детально изучал ордовикские и силурийские отложения и впервые установил, что они разнофациальные и представлены двумя основными типами осадков: терригенными и карбонатными. Первый из них он выделил в северную структурно-фациальную зону (СФЗ), а второй – в южную СФЗ [3]. Переходная СФЗ, характеризующаяся терригенно-карбонатным типом разреза, впервые была охарактеризована Р.Ф. Соболевской при проведении геологической съемки [2] на Центральном Таймыре в бассейнах рек Грядовая, Вольная и Посадочная в 1961 г. Выделение новой СФЗ было поддержано Р.В. Былинским и В.П. Орловым в 1965 г [1], но только в 1985 г. при проведении ГГС-200 [6] на левобережье р. Траутфеттер Р.Ф. Соболевской были выделены стратифицированные подразделения Переходной зоны, вошедшие в 1997г. в легенду ГГК-200 (новое поколение, серия Таймырская). В работе литостратиграфическое расчленение ордовика на Таймыре проводится в соответствии со схемой корреляции ордовика (рис. 1), опубликованной Р.Ф. Соболевской [4]. На этой схеме показаны структурно-фациальные зоны (СФЗ), соответствующие в легенде геологическим районам: Ленивенско-Широкинская (Северная – черносланцевая), Тарейско-Преградинская (Переходная – терригенно-карбонатная) и Тарейско-Фаддеевская (Южная – карбонатная).

ЭРАТЕМА СИСТЕМА ОУДЕЛ ЯРУС	II. Ленинско-Широкинская СФЗ		III. Тарейско-Преграднинская СФЗ		IV. Тарейско-Фаддеевская СФЗ	
					IVa. Тарейская подзона	
					IV. Ионьярэуэтаринская подзона	
палеозойская ордовикская с р е д и и ни ж и и верхний	верхний а ш г л л к в	O₂gl Гольцовская толща. Вверху - алевриты сильно окремененные черные, переслаивающиеся с пятнистыми зеленовато-черными кремнисто-глинистыми доломитовыми породами. Внизу - алевриты, кремнистые сланцы черные пиритизированные; прослой брекчированных известняков (35-115 м)	O₂br Барковская свита. Кремнисто-глинисто-доломитовые породы пятнистые зеленовато-черные, переслаивающиеся с серыми и черными окремененными аргиллитами, граптолитовыми сланцами, органогеннообломочными известняками. Прослой конгломератов (200-300 м)	O₂mt Мутнинская свита. В верхней части - известняки серые, желтовато- и зеленовато-серые, комковатые мергели и аргиллиты зеленовато-серые. В нижней части - известняки и доломитизированные известняки серые и темно-серые с линзами черных кремней и кораллово-остракодовых известняков (около 500 м)	O₂pv Поворотинская свита. В верхней части - известняки серые, желтовато-серые с прослоями зеленовато-серых известняковых и доломитовых мергелей. В нижней части - известняки, доломитизированные известняки темно- и коричнево-серые с прослоями черных глинистых сланцев и линзами черных кремней (400-650 м)	
	средний кардовский	O₂as Астрономическая толща. Алевриты темно-серые и черные тонко-горизонтальнослоистые пиритизированные, переслаивающиеся с черными граптолитовыми сланцами (100-130 м)	O₂vs Весеннинская толща. В верхней части известняки с кремнями серые и темно-серые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми лептослоистыми аргиллитами и мергелями, прослой черных алевритов. В нижней части - доломиты дымчато- и голубовато-серые коо- и горизонтальнослоистые, переслаивающиеся с серыми известняками и черными граптолитовыми сланцами; пакки интрузивных конгломератов (300-450 м)	O₂tl Толмачевская свита. Алевриты, аргиллиты, мергели пестроцветные, доломитизированные известняки желтовато-серые с волнопробойными злаками; прослой мшанково-брахиоподовых известняков, линзы известняковых конгломератов (360 м)	O₂sl Толмачевская свита. Известняки, глинистые известняки серые, желтовато-серые, прослой мшанково-брахиоподовых известняков и пестроцветных мергелей (180-430 м)	
	нижний преграднинский	C₃-O₂gr C₃-O₂st Степановская свита. Сланцы глинистые, глинисто-упуистые черные пиритизированные, переслаивающиеся с черными аргиллитами; стяжения и прослой черных известняков, известково-глинистых сланцев (90-150 м)	C₃-O₂gr Грустинская свита. Известняки глинистые, доломитистые, алеверитистые серые волнисто и коослоистые; прослой черных глинистых сланцев (200-350 м)	O₂mn Многовершинная свита. Известняки и глинистые известняки серые, переслаивающиеся с серыми доломитами; прослой аргиллитов и оолитовых известняков (300-350 м)	O₂en Энгельгартовская свита. Известняки глинистые, алеверитистые и доломитистые серые разных оттенков; прослой темно-серых мергелей, оолитовых известняков и гравелитов (550-750 м)	
карбонская верхний			C₃-O₂sh Широкинская свита. В верхней части (450-500 м) - известняки глинисто-алеверитистые и доломитовые серые, темно-серые, реже доломиты известняковые, с прослоями алевритов и аргиллитов. В нижней части (150 м) - мергели доломитизированные вишнево-красные, арюзеленые, известняки алеверитистые желтовато-серые, алевриты глинистые и песчанники алеверитистые коослоистые (более 650 м)	O₂sl Толмачевская свита. В верхней части - известняки, глинистые известняки темно-серые, зеленовато-серые, переслаивающиеся с дымчато-серыми лептослоистыми доломитовыми мергелями; прослой черных граптолитовых сланцев. В нижней части - мергели доломитовые темно-серые, зеленовато-серые, лептослоистые с редкими прослоями серых и темно-серых	C₃-O₂gr Грустинская свита. Известняки, глинистые и алеверитистые известняки коо- и волнисто-слоистые; прослой черных глинистых сланцев и линзы конгломерато-брекчий (250-300 м)	

Рис. 1. Схема сопоставления ордовикских отложений согласно геологическому районированию [4].

В период с 1994 по 1999 годы геологами ЦАГРЭ (П.Г. Падерин, В.Ю. Попов, Ю.Г. Ахмадеев, Н.И. Березюк и др.) проводились рекогносцировочные и геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 на листах Т-48-XXXI-XXXIII. Геологическое районирование палеозоя, в частности ордовика и силура, территории этих листов было проведено по М.Н. Злобину и включало только Черносланцевую и Карбонатную зоны [5]. В частности, в северной части листа (правый берег р. Ленинградская) на карте показана Черносланцевая зона, она включает (снизу вверх): степановскую свиту, ущельинскую и гольцовскую толщи (рис. 2а).

При проведении ГСР-200 в 2012 г. на площади листа S-48-I,II (Заозернинская площадь) на правобережье р. Ленинградская (т.н. 42064, 82051) авторами были закартированы терригенно-карбонатные отложения, отнесенные к весеннинской толще и барковской свите Тарейско-Преграднинской (Переходной) СФЗ (рис. 2а). В устье руч. Светлый (т.н. 42064), в его правом борту обнажена часть весеннинской толщи, представленная переслаиванием дымчато-серых известняков с черными пиритизированными сланцами и (рис. 3а) мало-мощными (до 10 см) прослоями черных кремней. В делювиальных развалах встречаются эллипсоидальные стяжения темно-серых доломитизированных известняков. В черных сланцах был собран комплекс граптолитов среднего ордовика (карадок, зона *Nemagraptus gracilis*): *Expansograptus aff. serratulus* (J.Hall), *Glossograptus robustus* Hsü; *Leptograptus sp. indet*; *Dicellograptus middendorfi* Obut et Sob, *Dicellograptus sp.*; *Dicranograptus furcatus* (J.Hall), *Diplograptus aff. foliaceus* (Murchison), *Diplograptus aff. missilis* (Keble et Harris), *Climacograptus bicornis* (J.Hall), *Pseudoclimacograptus sharenbergi* (Lapworth), *Rectograptus acutus* (Lapworth) (Определения Р.Ф. Соболевской, ВНИИОкеангеология). Видимая мощность весеннинской толщи составляет около 150 м.

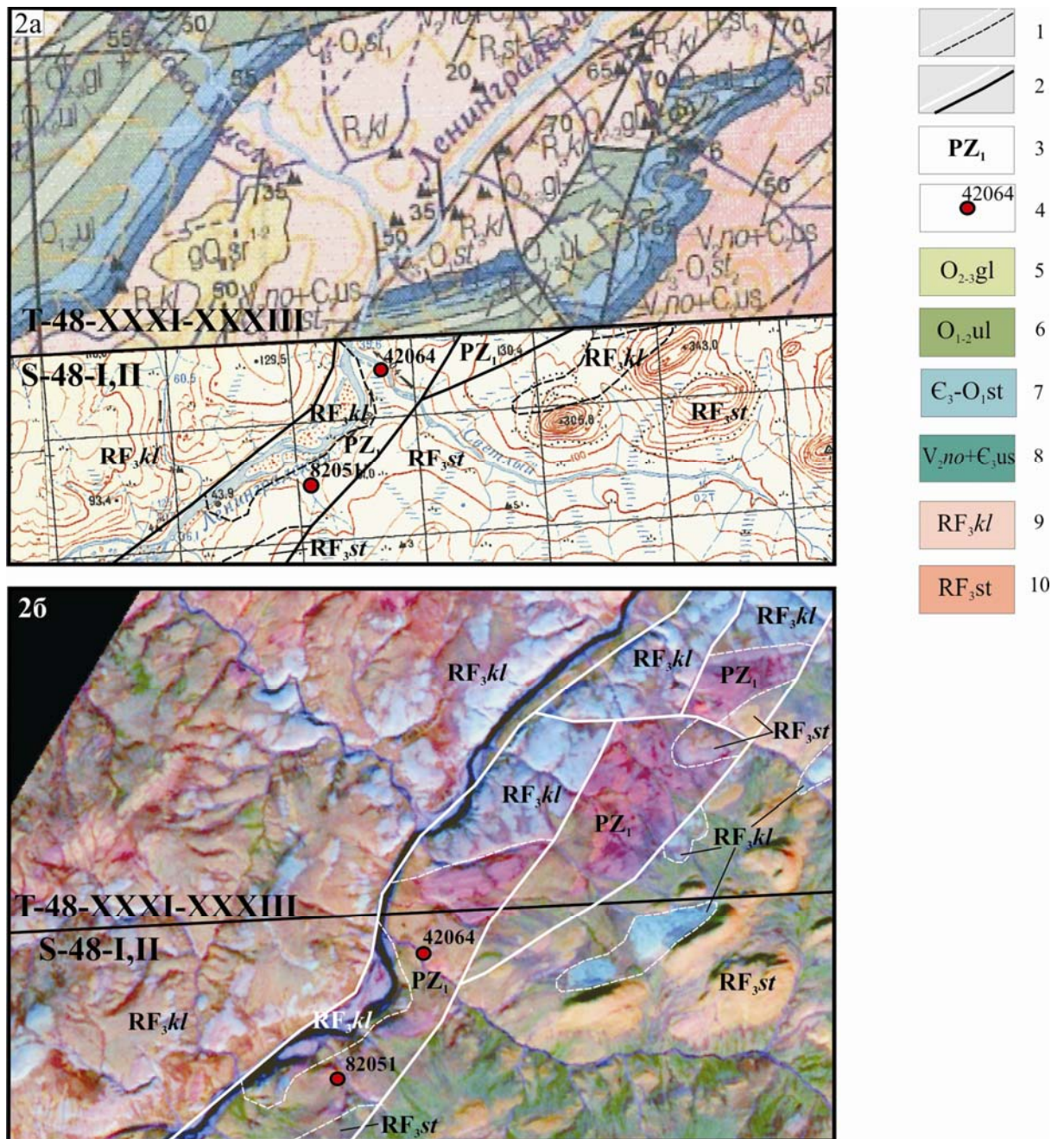


Рис. 2. Схема соотношения верхневендско-нижнепалеозойских отложений на листах Т-XXXI-XXXIII (устье р. Ленинградская) и S-48-I,II (р. Заозерная) на топографической основе (а) и дистанционной основе Landsat (б)

1 – границы геологических подразделений; 2 – разрывные нарушения; 3 – грустинская свита, весеннинская толща и барковская свита; 4 – точки наблюдения; 5 – гольцовская толща; 6 – ущельнинская толща; 7 – степановская свита; 8 – нижеостанцовская свита, гравийнореченская и устремленновская толщи объединенные; 9 – колосовская свита; 10 – становская толща.

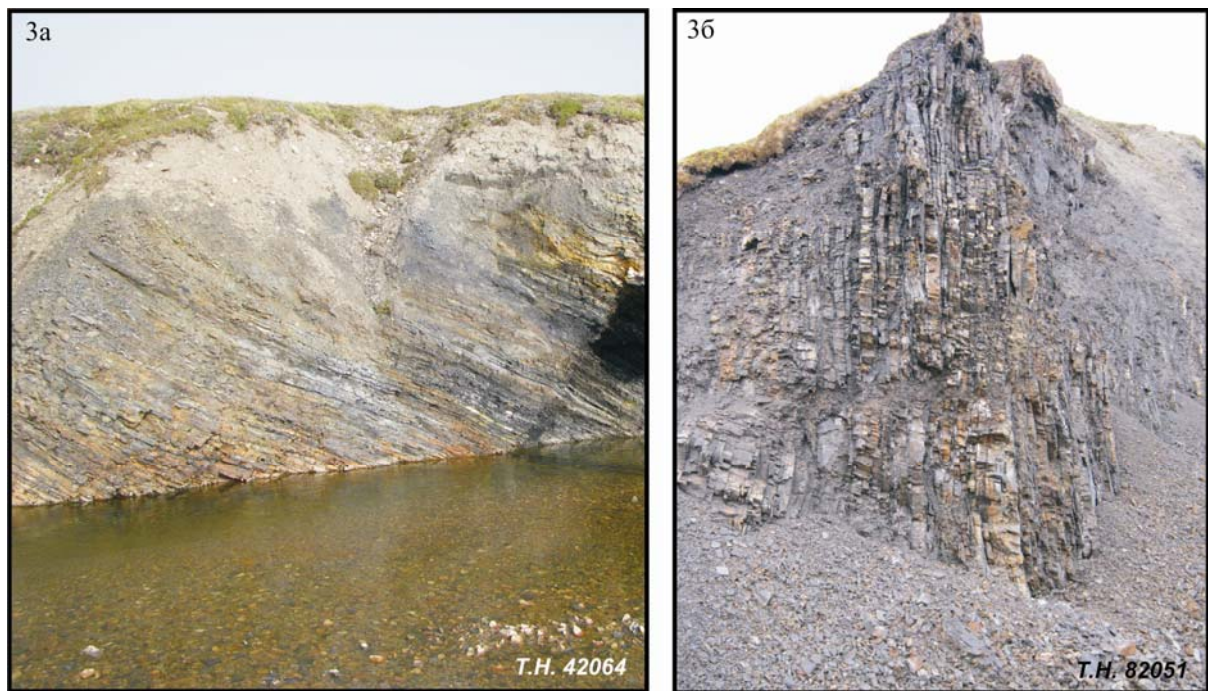


Рис. 3. Коренные выходы весеннинской толщи.

а – на руч. Светлый (т.н. 42064), фото Багаевой А.А.; б – на правом притоке р. Ленинградская в 2,5 км от руч. Светлый выше по течению (т.н. 82051), фото Застрожного Д.А.

Выше по разрезу согласно залегает барковская свита, представленная углеродисто-глинистыми известняками и кремнисто-глинистой доломитизированной породой с характерной пятнистой (зеленовато-желто-черной) окраской. Видимая мощность составляет 38 м.

На втором участке, расположенном в 2,5 км выше руч. Светлый в 200 м от устья правого притока р. Ленинградская (т.н. 82051) в левом борту ручья закартированы выходы весеннинской толщи, представленные переслаиванием черных пиритизированных известковистых алевролитов и черных известняков (рис.3б), смятых в антиклинальную складку. Протяженность выходов вверх по ручью составляет около 650 м. Далее после перерыва в обнаженности (около 70 м) выше по ручью в обоих его бортах обнажены коренные выходы зеленовато-серых кремнисто-глинистых доломитизированных пород, предположительно барковской свиты, видимой мощностью около 20 м.

Таким образом, установленные авторами весеннинская толща и барковская свиты позволяют уточнить северную границу Тарейско-Преграднинской СФЗ на листе S-48-I,II. Полученные данные вновь затрагивают проблему структурно-фациального районирования нижне-среднепалеозойских отложений на Таймыре. Из-за различных подходов к районированию в данном случае возникает проблема «сбивки» северной границы листов S-48-I,II с южной границей листов Т-48-XXXI-XXXIII (рис. 2б). Так, на листах S-48-I,II на правом берегу р. Ленинградская, установленные авторами ордовикские терригенно-карбонатные отложения (весеннинская толща, барковская свита), относятся к Переходной зоне, а их продолжение по простиранию на листах Т-48-XXXI-XXXIII – к Черносланцевой (ущельнинская и гольцовская толщи). Направленная с северо-запада на юго-восток смена существенно углеродисто-глинистых отложений карбонатными при соблюдении их одно-

возрастности по биостратиграфическим данным свидетельствует о постепенной смене условий осадконакопления в едином по тектоническому положению палеобассейне.

Литература

1. Былинский Р.В., Орлов В.П. К вопросу о выделении зоны переходных глинисто-карбонатных фаций в нижнем и среднем палеозое на Центральном Таймыре // Ученые записки НИИГА (Региональная геология). Л., 1965. №5, вып. 7, С. 192-200.
2. Былинский Р.В., Соболевская Р.Ф., Кириллов О.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Грядовой, Вольной и Посадочной (Отчет о результатах геологической съемки и поисков м-ба 1:200 000 на территории листа S-46-XVII, XVIII, проведенной партией №1 Таймырской экспедиции летом 1961 г. ВНИИОкеангеология, 1962 г.
3. Злобин М.Н. Полуостров Таймыр // Геологическое строение СССР. т. 1. Стратиграфия. Ордовикская система. М., 1958. С. 208 – 209.
4. Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология. Т 221. СПб., ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, 2011. 282 с.
5. Падерин П.Г., Ахмадеев Ю.Г., Березюк Н.И., Попов В.Ю. Отчет о выполнении работ по объекту: «Составление геологической карты масштаба 1:200 000 (Листы T-48-XXXI, XXXII, XXXIII) по материалам ГСР-200». СПб отделение МАМР, 2005 г.
6. Хапилин А. Ф., Рогозов Ю. Г., Верещагин М. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Центрального Таймыра (Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:200 000 за 1981 -1985 гг.). – ВНИИОкеангеология, 1986.

АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ ЛИНЕАМЕНТОВ КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Баранская А.В.^{1,2}

¹ СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия, ² МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: *alisa.baranskaya@yandex.ru*

**В работе рассматривается структура сети разломов и ослабленных зон на юго-западном фланге Кандалакшского грабена (Карельский берег Белого моря). Проводится морфоструктурный анализ территории с выделением блоков и ли-
неаментов различных типов и рангов, сравнение роз-диаграмм для трещинова-
тости и линеаментов микро-, мезо- и макроуровня. Исследуется влияние наибо-
лее значимой неотектонической структуры в регионе – Кандалакшского рифта.
Изучается степень унаследованности новейшего структурного плана от древнего.**

ANALYSIS OF THE LINEAMENT STRUCTURE ON THE KARELIAN COAST OF THE WHITE SEA FOR DETERMINING THE FEATURES OF THE NEOTECTONIC DEVELOPMENT

Baranskaya A.V.^{1,2}

¹ SPbU, Saint-Petersburg, Russia, ² MSU, Moscow, Russia, E-mail: *alisa.baranskaya@yandex.ru*

**In the present work, the structure of faults and weak zones on the south-western flank of the Kandalaksha graben is observed (Karelian coast of the White Sea). Mor-
phostructural analysis of the territory is conducted, blocks and lineaments of different
type and order are selected, comparison of rose-diagrams for rock jointing and line-
aments of the micro-, meso- and macrolevel is performed. The influence of the most im-
portant neotectonic structure in the region – Kandalaksha rift – is investigated. The in-
fluence of the ancient crust structure on its neotectonic condition is revealed.**

Карельское побережье Белого моря давно привлекало к себе внимание геологов и гео-
динамиков своим своеобразным тектоническим строением и новейшей историей развития.
Особенности современного состояния и движения земной коры здесь предопределяются
наложением друг на друга факторов, каждый из которых сам по себе представляет собой
сложный механизм, достойный отдельного тщательного изучения. Один из них – рифтинг,
происходящий в неотектоническое время, унаследованный от средне-позднерифейского
грабена [4]. В различных работах он называется Онежско-Кандалакшским [3] или Канда-
лакшско-Двинским [2] грабеном. Второй – присутствие постоянных восходящих верти-
кальных тектонических движений в течение времени, на порядки более длительного, чем
неотектонический этап. Таким образом, на фоне постоянного происходящего миллионы
лет подъема происходит активизация древней рифтовой системы и опускание блоков дна
Белого моря.

На эту неоднозначную картину накладывается гляциоизостатическое поднятие начав-
шееся после таяния последнего покрова, мощность которого составляла 15 тысяч лет на-
зад от 2 до 2,5 км [1]. В ходе всех этих процессов активизировались древние разломы и
ослабленные зоны и закладывались новые, менялся рельеф и система напряжений.

Для настоящей работы наиболее интересно рассмотрение механизмов реакции разломов и зон повышенной трещиноватости на все перечисленные процессы. В качестве ключевого участка был выбран Карельский берег Белого моря от о. Соностров на юге до о. Великий на севере, включающий губу Чупа, острова Керетского архипелага, п-в Киндо, губу Ругозерская (рис. 1).



Рис. 1. Расположение ключевого участка на обзорной карте Кольского полуострова

В ходе полевых и камеральных работ изучались разломы, линеаменты и системы трещиноватости. С помощью ГИС-проекта, включающего топографические, геологические карты и спутниковые изображения различных масштабов и степени подробности проводился анализ линеаментной сети. Линеамент – термин, впервые введенный в работах С.С. Шульца [6] и Н.И. Николаева [5], обозначающий любой прямолинейный элемент рельефа или ландшафта. В нашем понимании, кроме этого, линия должна соответствовать разлому, тектонически ослабленной зоне или зоне повышенной трещиноватости.

Отдельно анализируются линеаменты от макроуровня (крупные региональные и трансформные разломы, рифты) до микро-и наноуровня (отдельные рвы и уступы, системы стрещиноватости).

Полученную информацию для наглядности удобно представлять в виде роз-диаграмм и диаграмм в стереографической проекции с использованием сетки Шмидта.

Составляются морфоструктурные карты различного масштаба, включающие тектонические блоки и линеаменты разных порядков, выделенные по разным источникам.

На общей морфоструктурной карте ключевого участка видно, что наиболее выраженные в рельефе линеаменты, соответствующие активным в настоящее время разломам, протягиваются вдоль побережья Кандалакшской губы с северо-запада на юго-восток. Они соответствуют бортам Кандалакшского рифта. Плоскость разломов крутопадающая, $80-90^\circ$, с уклоном на северо-восток. Вероятно, на глубине они выполаживаются, соответственно, являясь листрическими сбросами. Разрывные нарушения данного направления прослеживаются вдоль всего побережья и секут все блоки.

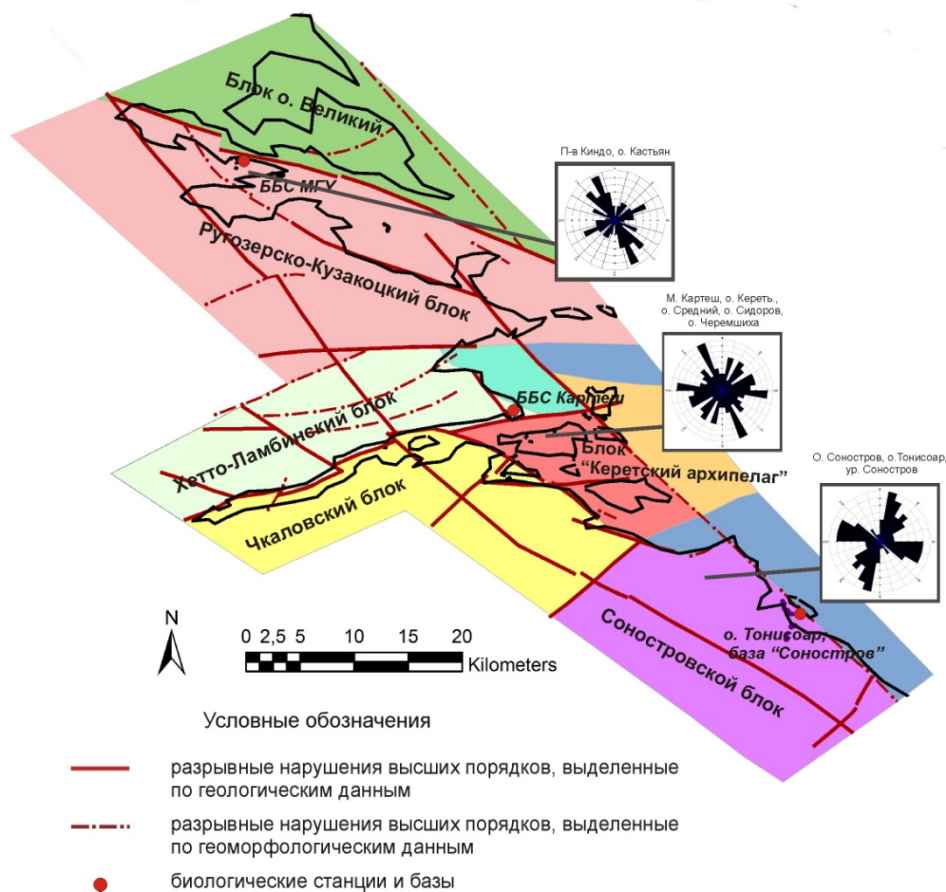


Рис. 2. Обобщенная морфоструктурная схема ключевого участка

По структуре линейной сети, особенностям трещиноватости и рельефу выделяется несколько наиболее крупных блоков (в данном случае будем называть их блоками I порядка), различающихся как гипсометрически, так и по направлению преобладающих разломов.

Находящийся на юге Соностровской блок наиболее возвышенный; в значительной степени разбит трещинами и разломами. Тем не менее, несмотря на то, что эти нарушения часто секут рельеф, они относительно нешироки и не нарушают своего рода «монолитность» блока. Густота линейных элементов здесь наибольшая из всех блоков, присутствуют в равной степени практически все направления, несмотря на то, что наиболее крупные разрывные нарушения имеют северо-западное и реже северо-восточное простирание (рис. 3).

С запада Соностровской блок резко обрывается в море четко прослеживаемым острым уступом, проходящим по активному региональному сбросу. Прослеживается он и на западном берегу самого о. Соностров в виде отвесной скальной стены высотой 20–25 м, протягивающейся ровной линией по всему берегу острова на километры.

Расположенные к северу Чкаловский и Хетто-Ламбинский блок, несмотря на геологическую неоднородность, имеют относительно сходное строение и разделены крупным разломом, проходящим вдоль губы Чула. Несмотря на то, что геологические границы с разных бортов губы не совпадают, рисунок линейных элементов, разломов и трещин в двух блоках похож. Как и везде, первая система нарушений имеет северо-западное простирание, а вот вторая протягивается уже с восток-северо-восточным направлением, слегка меняя его угол по сравнению с Соностровским блоком.

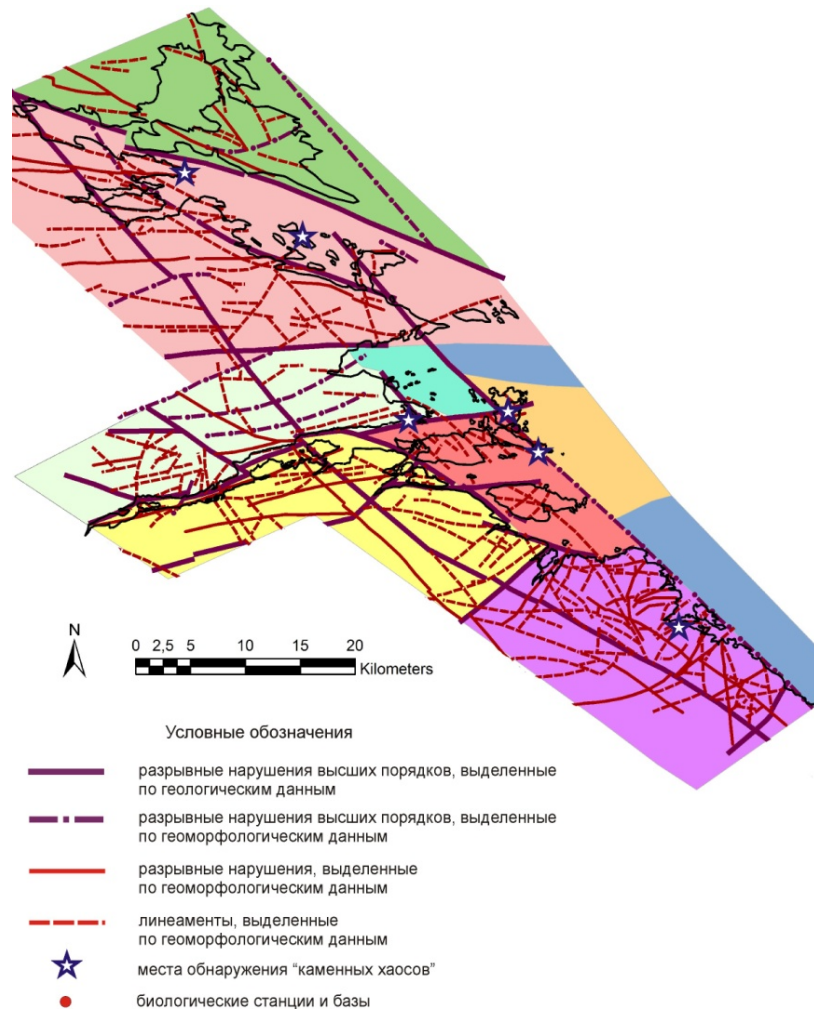


Рис. 3. Схема линияментов ключевого участка

Отдельно выделяется блок островов Керетского архипелага, клином вторгающийся в «материковые» блоки. Он наиболее низкий по рельефу, и в значительной степени рассечен разломами, как проходящими по дну губ, так и дробящими острова. Амплитуды между максимальными высотами на вершинах островов и минимальными на дне губ здесь наиболее велики. Блок Керетского архипелага расположен на пересечении двух крупных разломов. Их динамическое влияние и вызывает более мелкое дробление отдельных микроблоков.

В расположенных на севере исследованной территории Ругозерско-Кузакоцком блоке и блоке острова Великий направление оперяющих разрывных нарушений меняется на субмеридиональное, а потом и запад-северо-западное. Таким образом, от Сонострова до о. Великий происходит поворот направления разломов на $70-80^{\circ}$. Это связано с перераспределением напряжений от бортов Кандалакшского залива к вершине.

Анализ роз-диаграмм микролинеаментов и трещиноватости также показал разницу в строении выделенных блоков. На рис. 2 для Соностровского и Ругозерского блока, и для Керетского архипелага приведены розы-диаграммы трещиноватости. Для Ругозерского блока и Керетского архипелага диаграммы имеют некоторое сходство, для Сонострова полностью не совпадают, что доказывает разницу в строении и развитии блоков. Для двух

северных блоков основное направление совпадает с направлением главного разлома, отделяющего Кандалакшский грабен от Карельского блока. Тем не менее, на Сонострове, где этот разлом лучше и очевиднее всего выражен в рельефе, трещиноватость имеет совершенно иные направления, не совпадающие ни с одной из главных систем линеаментов. Из данного наблюдения можно сделать вывод о том, что при возрождении разломов отчасти использовались старые, уже существовавшие структуры, отчасти зарождались новые, которые секли существовавшие древние системы трещиноватости.

Кроме того, в наиболее раздробленном Керетском архипелаге направления двух основных систем трещиноватости наиболее четко совпадают с направлениями двух основных систем разрывных нарушений (северо-западная и субмеридиональная). У Ругозерско-Кузакоцкого же блока северо-западное направление трещиноватости совпадает, а второе, северо-восточное с прогибанием 60° , ортогонально оперяющим линеаментам. Возможно, именно с тем, что распределение напряжений соответствовало существующей трещиноватости, связана наибольшая раздробленность блока Керетского архипелага.

Таким образом, участок Керетского побережья Белого моря от Сонострова до о. Великий разделяется на несколько тектонических блоков, имеющих различное неотектоническое строение и историю развития. С юга на север происходит поворот направления разломов, оперяющих главный сброс Кандалакшского грабена. Кроме того, различные направления трещиноватости и линеаментов в блоках говорят о том, что новейшая тектоническая структура не всегда наследует существовавшую ранее.

Литература

1. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. *Quaternary Science reviews* 23, 2004. Pp 1229-1271
2. Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // *Геоморфология*. – 2004. – № 3. С. 48–56.
3. Балувев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // *Доклады Академии Наук. Серия Геология*. Том 427, №3, с. 348-353
4. Балувев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // *Доклады Академии Наук. Серия Геология*. Том 425, №2, с.199-203
5. Николаев Н. И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР, М., 1962
6. Шульц С.С. Линеаменты.—*Вестник Ленингр. ун-та*, 1970, № 24, с. 50–56.

ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЯ ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ БЕЛАРУСИ

Вашков А. А.

БГУ, г. Минск, Республика Беларусь, E-mail: avashkov@mail.ru

Рассмотрены особенности гляциоморфологии Городокской возвышенности, расположенной на северо-востоке Беларуси. Указаны геологические факторы, оказавшие влияние на формирование современного рельефа. Установлена разновозрастность рельефа возвышенности. Отмечены особенности, характерные для рельефа разных склонов возвышенности. Сделан вывод о том, что Городокская возвышенность представляет собой ледораздельную срединную моренную возвышенность в центре с краевыми образованиями на севере, сформированную в оршанскую и brasлавскую стадию поозерского оледенения.

GLACIOMORPHOLOGY OF GORODOK ELEVATION AT THE NORTH-EAST OF BELARUS

Vashkov A. A.

BSU, Minsk, Republic of Belarus, E-mail: avashkov@mail.ru

Peculiarities of glaciomorphology of Gorodok elevation, located in the north-east of Belarus were studied. Geological factors that influenced the building of modern relief were pointed out. Uneven-aged relief of the elevation is found. Peculiarities that are characteristic for the relief of different slopes of the elevation are noted. The conclusion is made that Gorodok elevation is an ice-dividing medial morainic elevation in the centre with marginal formations in the north, that were formed out during the Orsha and Braslav stages of Pooserje glaciation.

Городокская возвышенность, расположенная на северо-востоке Беларуси, является одним из наименее изученных геоморфологических районов Белорусского Поозерья. Она приурочена к субмеридиональной Бежаницкой полосе ледораздельных «островных» возвышенностей северо-запада Восточно-Европейской равнины, в состав которой кроме Городокской входят Бежаницкая, Судомская, Лужская и Ижорская возвышенности [1]. Городокская возвышенность размещена в 150–180 км к северу от максимальной границы поозерского оледенения и непосредственно находится в зоне сочленения ледниковых образований оршанской и brasлавской стадий поозерского оледенения. Положение возвышенности на стыке краевых образований в ледораздельной полосе привело к различному толкованию особенностей рельефа данной территории [4]. В настоящее время существует два основных представления об условиях происхождения Городокской возвышенности: 1) как краевое ледниково-аккумулятивное сооружение и 2) гипотеза о межлопастном характере макроформы [3, 6].

В структурном отношении Городокская возвышенность приурочена к крупному одноименному региональному поднятию субчетвертичной поверхности. Это поднятие сложено прочными карбонатными породами верхнего девона и имеет абсолютные отметки 120–140 м. Над прилегающими понижениями Городокское поднятие возвышается на 20–60 м [2].

В пределах Городокской возвышенности поднятию субчетвертичной поверхности соответствует повышенная мощность четвертичной толщи, значения которой изменяются от 80 до 140 м. В разрезе плейстоценовой толщи установлено три ледниковых горизонта (березинский, припятский (днепровский и сожский подгоризонты) и поозерский), разделенные линзами межледниковых отложений александрийского и муравинского возраста. Рассматривая значение этих разновозрастных ледниковых комплексов в строении возвышенности можно отметить, что березинский ледниковый горизонт имеет мощность до 15 м и роль его в структуре возвышенности незначительна. Более существенна роль днепровского и сожского подгоризонтов, суммарная мощность которых достигает 80–100 м. В сожской поверхности в центральной и восточной частях района выделяются отчётливые поднятия с абсолютными отметками 175–195 м. Верхнюю часть плейстоценовой толщи образует поозерский ледниковый горизонт. В пределах исследуемой возвышенности он характеризуется неравномерным распределением мощности – от 15–30 м на востоке до 60–90 м на западе и состоит из двух ледниковых комплексов, принадлежащих оршанской и браславской стадиям и подвижкам последнего оледенения.

Орографическая граница Городокской возвышенности проходит по изогипсе 170 м. С севера на территории России к ней примыкает Невельская конечно-моренная гряда, входящая в Усвятскую полосу краевых образований [5]. На востоке возвышенность граничит с Суражской озерно-ледниковой равниной. На юге и юго-востоке отмечается связь с Витебской возвышенностью через систему краевых образований у населенных пунктов Руба, Мазолово, Должа Витебского района. На юго-западе возвышенность граничит с Шумилинской моренной равниной, на западе – с Полоцкой озерно-ледниковой низиной. Высшая точка возвышенности – г. Горватка (264 м.) расположена у д. Загоряне Городокского района. Относительное превышение возвышенности над окружающими её низинами и равнинами составляет 100-130 м (рис. 1).

Городокская возвышенность характеризуется широким распространением рельефа, созданного деятельностью как активного, так и мертвого льда, распространением форм разного возраста. Формы рельефа Городокской возвышенности образуют три яруса рельефа на отметках 150–180 м, 180–210 м и свыше 210 м. Для нижнего яруса характерны полосы развития мелкохолмистого моренного рельефа, площадки лимногляциальных террас, системы озовых гряд и камов, зандровые поля, что расположены на периферии возвышенности. Средний ярус отличается распространением краевых моренных гряд и угловых массивов, полосами долинных зандров, водно-ледниковых дельт и конусов выноса, а также полями зандровых отложений на юге возвышенности. Высоты среднего яруса характерны для центральной части и склонов возвышенности. Верхний ярус представлен уплощенными крупными моренными холмами и угловыми моренными массивами, полями камов и отдельными крупными камовыми холмами, звонцеподобными массивами. Максимальная отметка Городокской возвышенности приурочена к локальному моренному угловому массиву. Верхний ярус высот возвышенности характерен для центральной части возвышенности.

В структуре рельефа Городокской возвышенности по наличию горизонтов основной морены и межморенных отложений, выдержанных по простиранию и специфических по строению и вещественному составу, по наличию угловых несогласий, по выраженности

морфологических элементов и характеру предфронтальных отложений выделяются два гляциоморфологических комплекса стадийного ранга: оршанский и браславский.

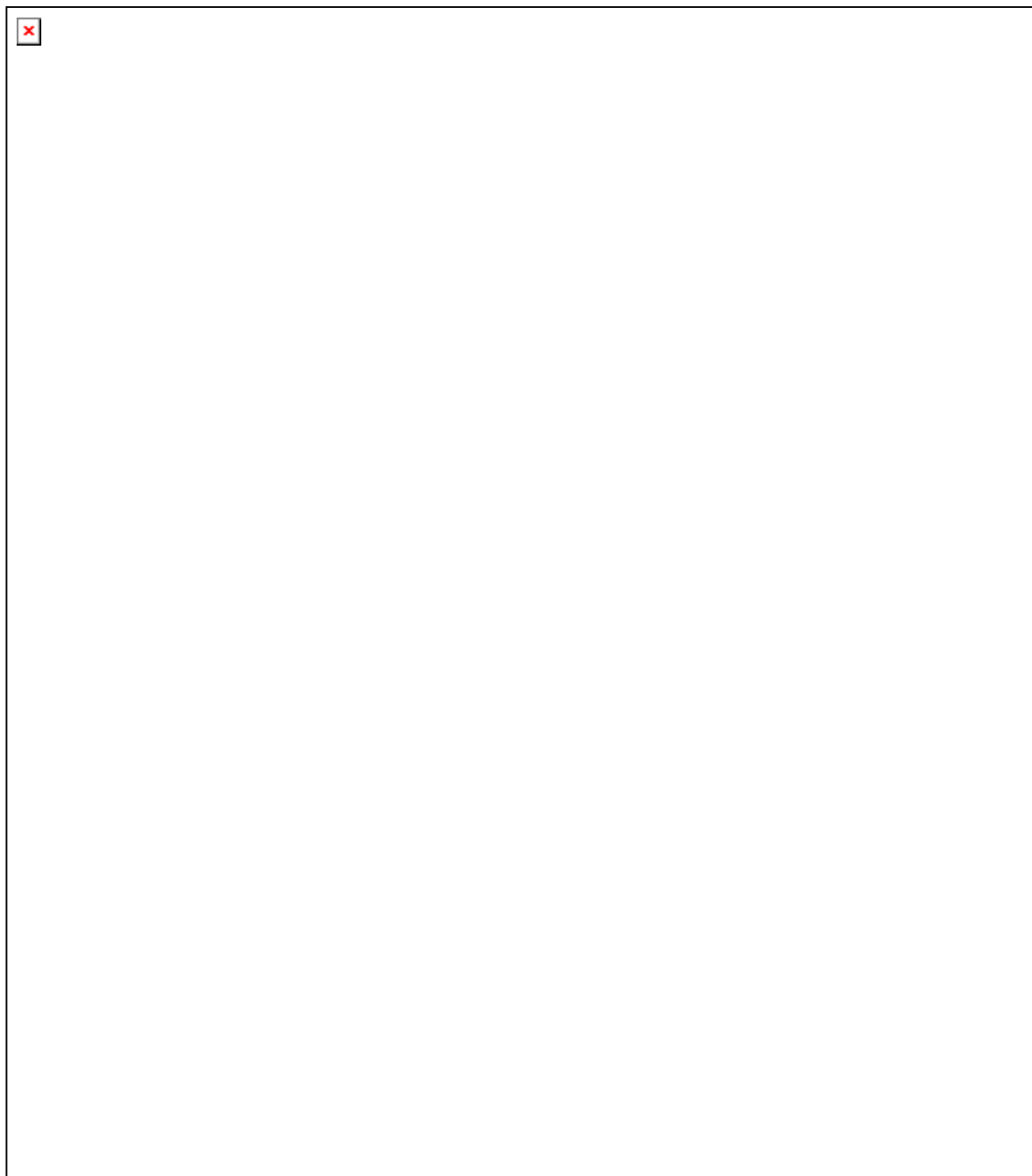


Рис. 1. Гляциоморфологическая схема Городокской возвышенности. 1 – крупнохолмистый напорно-моренный рельеф; 2 – моренный холмистый, грядовый, равнинный рельеф; 3 – водно-ледниковый рельеф; 4 – озерно-ледниковый рельеф; 5 – участки развития болот; 6 – надпойменные террасы; 7 – речные поймы; 8 – озерные террасы; 9 – золовые холмы и гряды; 10 – ориентировка гребней гряд; 11 – ориентировка озовых гряд; 12 – камы и лимнокамы; 13 – направление падения гляциоструктур; 14 – направление падения косой слоистости; 15 – граница браславского ледникового комплекса.

Ледниковый рельеф оршанской стадии образует ледораздельный Центральный срединный массив в центральной части возвышенности, а браславской стадии – маргинальный Езерищенский пояс.

В рельефе оршанской стадии прослеживаются угловые массивы, которые выстраиваются в цепочку вдоль субмеридионального направления. Они построены многоярусными складчато-чешуйчатыми моренами в виде крупных уплощенных холмов, моренных массивов и отходящих от них гряд. Склоны Центрального срединного массива осложняются шестью цепочками продолговатых холмов, гряд и межязыковых массивов, соответствующих осцилляторным подвижкам края оршанского ледника во время витебской фазы. В пределах оршанского рельефа широко представлены многочисленные формы мертвого льда закрытой ледниковой зоны – камовые массивы и отдельные камовые холмы, звонцеподобные холмы.

Езерищенский маргинальный пояс рельефа надстраивает оршанский срединный массив на северных склонах возвышенности. Его южная граница проходит по линии дд. Суровни – Верино – Заозерье – Смородник – Лахи – Кудины – Гуколы – Сеченка – Степановичи – Лёшково Городокского района. Ему характерно наличие двух ледниковых комплексов. Рельеф езерищенского пояса формируют цепочки продолговатых холмов, гряд и угловых массивов, построенных напорными моренами складчато-чешуйчатой, складчато-надвиговой текстуры. Дистальный склон пояса обрамлен формами водно-ледникового рельефа: надледниковыми дельтами, конусами выноса, долинными зандрами и зандровыми площадками. Проксимальный склон езерищенского пояса построен преимущественно основной мореной с текстурами складок изгиба, течения. В рельефе эти формы выражены в виде полосы мелкохолмистого рельефа. Рельеф также осложняется формами мертвого льда – камовыми холмами и озовыми грядами, напорными моренными грядами и гляцио-депрессиями.

Выявленные особенности строения Городокской возвышенности позволяют подойти к выяснению механизма её формирования в плейстоцене, имеют важное значение в поисковых работах на минерально-строительное сырьё региона. Они хорошо согласуются с выводами о принадлежности возвышенности к ледораздельным макроформам, образованным в закрытой краевой зоне.

Литература

1. Аболтиньш О.П., Асеев А.А., Вонсавичюс В.П., Исаченков В.А., Можаяев Б.Н., Раукас А.В. Островные возвышенности как особым способом организованные объекты. Таллин: АН ЭССР, 1988. 56 с.
2. Исаченков В. А. Проблемы морфо-структуры и древнеледниковой морфоскульптуры. Л.: Наука, 1988. 176 с.
3. Исаченков В. А., Татарников О. М. «Островные» возвышенности северо-запада Русской равнины, их положение в системе краевых образований валдайского ледника// Ледниковый морфогенез. – 1972. – С. 63–78
4. Матвеев А. В. Особенности динамики поозерского ледника в северной Беларуси// Доклады АН Беларуси. – 1993. – Т. 37. – № 3. – С. 89 – 91
5. Митасов В. И., Исаченков В. А.// Краевые образования материковых оледенений. М. Наука, 1972, С. 222-225
6. Санько А. Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Мн.: Наука и техника, 1987. 187 с.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ СУБАЭРАЛЬНОМ ПОКРОВЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Выграненко Т.М.^{1,2}, Матасова Г.Г.², Казанский А.Ю.^{1,2}

¹ НГУ, г. Новосибирск, Россия, ² ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: *MatasovaGG@ipgg.nsc.ru*

На основе сочетания геологических и геофизических исследований субаэрального покрова Бийско-Чумышского плато была сделана попытка разделения верхней части осадочного разреза. Ранее эти отложения были описаны как единый лессовый покров. Показано, что изученная последовательность состоит из осадочных единиц различного генеза, в том числе погребенных почв, лессов, песков, склоновых и речных отложений. Каждый литологический тип характеризуется собственным характерным размером зерна и значениями петромагнитных параметров. Поведение различных параметров позволяет анализировать сходства и различия в структуре и составе различных частей плато. Предложена реконструкция окружающей среды в позднем неоплейстоцене.

GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL RECORDS OF CLIMATIC CHANGES IN LATE NEOPLEISTOCENE SUBAERIAL COVER OF SOUTH-EASTERN PART OF THE WEST SIBERIAN PLATE

Vygranenko T.M.^{1,2}, Matasova G.G.¹, Kazansky A.Yu.^{1,2}

¹ NSU, Novosibirsk, Russia, ² IPGG SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: *MatasovaGG@ipgg.nsc.ru*

On the base of combined geological and geophysical study of the subaerial cover of Bya-Chumysh Plateau an attempt of subdivision of the upper part of sedimentary sequence was made. These strata were earlier considered as a uniform loess unit. It was shown that the studied sequence consist of the sedimentary units of different genesis, including buried soils, loesses, sands, slope-wash and fluvial deposits. Each lithological type is characterized by its own set of grain size and rock-magnetic parameters. A behavior of different parameters allows to analyze the similarity and difference in the structure and composition of different parts of the Plateau. A reconstruction of sedimentary environment during the late Neopleistocene was proposed.

Лессово-почвенные формации являются наиболее полным архивом континентальных записей климата четвертичного периода. Мощные лессовые толщи накапливались преимущественно в ледниковые периоды в последние 2.6 Ма. В Сибири лессово-почвенные отложения покрывают территорию лесостепной и, частично, степной зон (50°-60° с.ш.; 70°-110° в.д.), их мощность – от 5 до 120 м.

На южной периферии Западно-Сибирской плиты р. Обь протекает в пределах одной из крупнейших отрицательных структур – Бийско-Барнаульской впадины, которая выполнена мощной толщей прибрежно-морских и континентальных отложений мезокайнозоя [1]. На юге и юго-востоке впадины, на правом берегу р. Оби, осадочный чехол образует обособленную положительную структуру – Бийско-Чумышскую возвышенность (плато), площадью ~21.5 тыс. кв. км, вытянутую в направлении СЗ-ЮВ. Бийско-Чумышское плато сложено осадками озерного и субаэрального генезиса плиоцен-четвертичного возраста, имеет ступенчатый рельеф, выполненный террасами рек Оби и Чумыша. Придолинные

террасы перекрыты «боровыми» эоловыми песками, а для высоких древних террас и междуречий, в целом, характерен покров в виде мощной толщи супесей, суглинков поздне-оплейстоценового возраста. Этот покров рассматривался большинством исследователей как единая толща лессовидных суглинков (супесей). Такой подход заведомо лишал исследователей детальной информации об изменениях условий среды седиментации на Бийско-Чумышском плато в позднем неоплейстоцене.

Целью данного исследования является изучение геологического строения позднеоплейстоценовой толщи субаэрального покрова Бийско-Чумышского плато для выявления детальных особенностей осадконакопления, обусловленных колебаниями палеогеографических и палеоклиматических условий в регионе. Геологические, гранулометрические и петромагнитные исследования покрова до глубины 6.5 м были выполнены на отложениях двух разрезов в различных частях Бийско-Чумышской возвышенности: разрез Полковниково (центральная часть плато, 5-ая надпойменная терраса р. Обь, 53,134° с.ш.; 84,391° в.д.) и разрез Максарово (восточная часть плато, 3-я надпойменная терраса р. Чумыш, 53,485° с.ш.; 85,103° в.д.).

Геологическое исследование заключалось в полевом изучении отложений, гранулометрические и петромагнитные измерения проводились в лабораторных условиях. Фракционный состав отложений определялся с помощью лазерного анализатора размеров частиц Microtrac X100 (ИНГГ СО РАН). Для статистической обработки результаты гранулометрического анализа были объединены в песчаную (>100 мк), крупноалевритовую (50–100 мк), мелкоалевритовую (10–50 мк) и глинистую (< 10 мк) фракции, согласно общепринятым классификациям [2]. Петромагнитные измерения проводились с помощью прибора Bartington MS2 (магнитная восприимчивость, измеренная на 2-х частотах переменного поля, X_{LF} , X_{HF}), на коэрцитивном спектрометре J-Meter (гистерезисные характеристики) и с помощью терромагнитного анализатора фракций – весов Кюри (температуры Кюри магнитных минералов). Результаты лабораторных исследований представлены на рисунок.

Магнитная восприимчивость X_{LF} является концентрационно-зависимым параметром и отражает, главным образом, содержание магнитных минералов в породах; J_{fer} и J_{rag} характеризуют вклад ферромагнитных и парамагнитных минералов в магнитные свойства отложений. Гистерезисные характеристики (коэрцитивная сила B_c , остаточная коэрцитивная сила B_{cr}) оценивают магнитную «жесткость» пород, которая определяется размером магнитных частиц и составом магнитной фракции. Эти параметры необходимо анализировать совместно с параметром S , который показывает относительный вклад высококоэрцитивных (гематита, гидроокислов железа) минералов по сравнению с низкокоэрцитивными (магнетитом, маггемитом). Отношение магнитных характеристик (B_{cr}/B_c , $X_{fer}/SIRM$) оценивает эффективный размер магнитного зерна осадков. Сравнивая между собой эти характеристики, анализируя их совместно, можно определить концентрацию, состав и размеры зерен магнитных минералов осадков, которые являются чувствительным индикатором изменения условий в среде седиментации.

По строению и вещественному составу два изученных разреза обладают следующими сходными признаками (рисунок):

- одинаковое строение разреза до глубины ~250 см. Этот интервал включает 5 слоев (номера слоев расположены слева от литологической колонки), близких по мощности, по фракционному составу, по изменению магнитных характеристик. Если рассматривать последовательность этих слоев как баганско-суминско-ельцовскую [3], то скорость осадко-

накопления верхней части субаэрального покрова в центральной и восточной частях Бийско-Чумышского плато будет приблизительно одинаковой и составит 10–12 см/тыс. лет;

- ископаемые почвы обоих разрезов характеризуются типичными для условий Юго-Западной Сибири магнитными свойствами [4]: низким содержанием магнитных минералов, повышенной магнитной «жесткостью», малым по сравнению с другими отложениями размером магнитных частиц и высоким вкладом парамагнитных минералов.

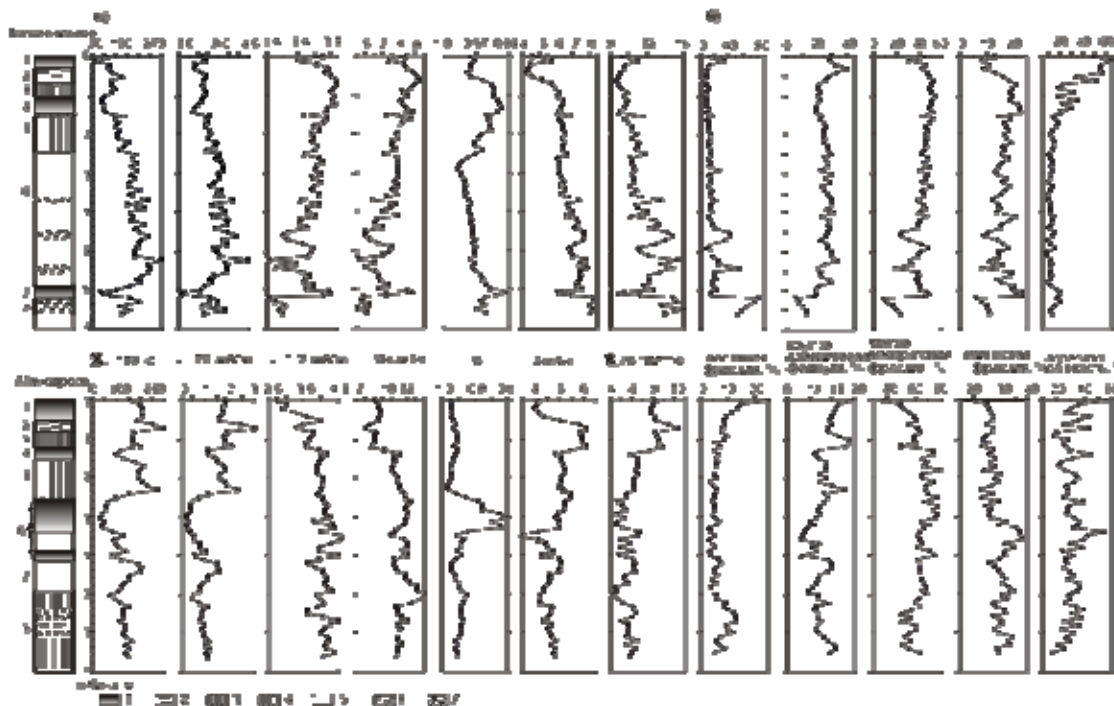


Рисунок. Петромагнитные характеристики (а) и фракционный состав (б) отложений плейстоценового покрова Бийско-Чумышского плато.

Условные обозначения: 1 – современные ископаемые почвы; 2 – буро-коричневая трещиноватая комковатая супесь; 3 – глинистый, ярко-коричневый суглинок; 4 – светло-коричневый, палевый плотный суглинок; 5 – серый, серо-желтый легкий суглинок; 6 – песчаные прослои; 7 – разноцветные и разнозернистые пески

На этом сходство разрезов кончается, и гораздо больше обнаружено отличий:

- отложения разреза Максарово значительно более глинисты, чем аналогичные отложения разреза Полковниково. Количество песка и крупноалевритовой фракции в лессах и палеопочвах Максарово, в среднем, в 2 раза меньше, чем в Полковниково, а содержание физической глины в Максарово варьирует в пределах 75–90%, против 60–70% в Полковниково. Средний размер зерна (на рис. не показан) лессово-почвенных отложений Полковниково меняется от 40 до 70 мкм, в Максарово – 30–55 мкм;

- мощная лессовая толща с прослоями песка в нижней части (слой 6) в разрезе Полковниково не имеет аналога в разрезе Максарово. По гранулометрическим и магнитным характеристикам можно предположить делювиальный генезис данной толщи. В свою очередь, педокомплекс в средней части разреза Максарово (слой 6), состоящий из 2-х ископаемых почв, не прослеживается в разрезе Полковниково. Вероятно, это искитимский педокомплекс [3], время образования которого совпадает с морской изотопной стадией (МИС) 3. В Полковниково, скорее всего, этот педокомплекс уничтожен делювиальными

процессами, в результате которых остались следы ископаемой почвы в виде растасканных, неравномерно окрашенных гумусовых полос;

- подстилающий песчаный горизонт в разрезе Полковниково представлен чередующимся разнозернистыми песками рыжего и серого цвета, количество песчаной фракции здесь достигает 80%. В Максарово педокомплекс подстилается лессовым горизонтом, который постепенно переходит от серого лессовидного суглинка в светло-коричневый, а ниже – в ярко-коричневый тяжелый неяснослоистый суглинок, обогащенный песчаной фракцией (до 10–15%) и одновременно – глинистой фракцией (25–35%). Эта толща в разрезе Максарово (слой 8) имеет признаки флювиального генезиса, но более точно определить ее происхождение пока не удалось.

На основе анализа сходства и различия строения покрова можно сделать некоторые выводы относительно условий осадконакопления в центральной части Бийско-Чумышского плато, относящейся к бассейну р. Обь, и восточной части, относящейся к бассейну р. Чумыш:

1. В восточной части плато на отложениях флювиального генезиса формировался субэразальный покров в относительно спокойных условиях осадкообразования, меняющихся соответственно климатическим колебаниям позднего неоплейстоцена. Разрез представлен типичными подразделениями лессово-почвенной шкалы Сибири, начиная с тулинского лесса ермаковского горизонта, искитимского педокомплекса каргинского горизонта и вышележащей ельцовско-сузминско-багазнской последовательности слоев сартанского горизонта, заканчивается разрез современной (голоценовой) почвой.

2. В центральной части плато на песчаных отложениях возможного озерно-аллювиального или катафлювиального генезиса сформировался искитимский педокомплекс, который был разрушен плоскостным смывом и перекрыт осадками делювиального генезиса. На делювиальной толще, в свою очередь, сформировался лессовый горизонт с типичными «злессовыми» гранулометрическими и магнитными характеристиками.

3. За последние ~20 тыс. лет условия образования осадочного субэразального покрова на террасах р. Обь и р. Чумыш были схожими, осадконакопление происходило в относительно спокойных условиях в соответствии с колебаниями климата.

Литература

1. Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. М.: Наука, 1976. 183 с.
2. Раукас А.В. Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу. Академия наук Эстонской ССР, Институт Геологии, 1981. 24с.
3. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Отв. ред. В.С. Волкова, А.Е. Бабушкин. – Новосибирск :СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.
4. Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications // Magnetic Fabric: Methods and Applications. 2004. Vol. 238. С. 145-173.

ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ДОЛИНЫ НИЖНЕЙ КАТУНИ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Гольцова С.В.

ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: cveta_9090@mail.ru

Проведенный анализ показал, что изученный район имеет сложную неотектоническую блоковую структуру. Ключевой разломной зоной территории является Катунский раздвиг, состоящий из ряда надстраивающих друг друга грабенов. Изучение разрезов осадочного выполнения раздвиг показал, что в поздне-неоплейстоценовых толщах содержатся разнотипные сейсмогенные деформации (сейсмиды). Обоснованы отличия сейсмидов от схожих по морфологии деформаций другого генезиса, а также критерии их соотношения с древними землетрясениями. Показано, что внешние и внутренние нарушения конструкций курганов группы Чултуков Лог-1 могли сформироваться в результате землетрясения, произошедшего в конце I тыс. до н.э. Выявленные сейсмодислокации поздне-неоплейстоценовых толщ, а также нарушения конструктивных особенностей погребений эпохи железа свидетельствуют, что в районе Нижней Катунь происходили древние сейсмические события с минимальной интенсивностью в 5–6 баллов и магнитудами 4.5–6.0.

LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE SEISMICITY IN THE LOWER KATUN VALLEY ON GEOLOGICAL AND ARCHAEOLOGICAL DATA

Gol'tsova S.V.

IPGG SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: cveta_9090@mail.ru

The lower Katun' area has a complex neotectonic framework, with the largest fault zone of Katun' consisting of several en-echelon graben segments. Late Pleistocene sediments that fill the Katun' Fault bear signature of earthquake-induced soft-sediment deformation (seismites). Deformation due to seismic triggers can be discriminated from nonseismic one on the basis of special features and be related to prehistoric earthquakes according to a number of criteria. The observed deformation inside and outside burial mounds of the Chultukov Log-1 group may result from an earthquake that occurred at the end of the first millennium BC. Fault scarps in Late Pleistocene sediments, as well as deformed Iron Age tomb patterns, indicate that the Katun' lower reaches can have experienced past earthquakes of intensity at least 5 or 6 and magnitudes from 4.5 to 6.0.

Неотектоника территории. Ориентированная в субмеридиональном направлении долина р. Катунь в пределах рассматриваемого участка (от пос. Чемал на юге до ее выхода на предгорную равнину – “нижняя Катунь”) окружена двумя параллельно протягивающимися крупными хребтами: Семинским, с запада, и Иолго, с востока. Высоты хребтов находятся в диапазоне от 300 до 2500 м. В их пределах сохранились значительные фрагменты поздне-раннепалеогенового пенеппена, которые неотектоническими движениями разнесены на разные гипсометрические уровни. Осевой структурой территории является Катунский раздвиг, вдоль которого обособлено три самостоятельных грабена: Чемальский, Усть-Семинский и Манжерокский. Кроме того, с востока от раздвиг ответвляются Горно-

Алтайский и Ишинский грабены. В целом ширина зоны растяжения, с учетом блоков “отседания”, варьирует от первых километров до 20 километров.

Наблюдения с помощью сейсмологической сети показывают, что нижняя Катунь является относительно слабо сейсмичной территорией. Согласно [2, 5] в ее пределах зафиксировано два сейсмических события с $K = 11$ ($M \sim 3,9$) и с $K = 13$ ($M = 4,6-5,0$), а также одно историческое событие с $K = 16$ ($M > 6,0$).

Комплексы осадочного выполнения Катунского раздвига. В пределах тектонических расширений долины в среднем-позднем неоплейстоцене накапливались осадки, формирующие комплексы высоких и средних террас. Цоколь высоких террас представлен среднеоплейстоценовой ининской толщей, достигающей по мощности 300 м, цоколь средних террас сложен позднеоплейстоценовой сальджарской толщей, мощность которой редко превышает 60 м [4]. Высокие и средние террасы являются эрозионными, а мощности залегающих на их площадках постининского и постсальджарского аллювия не превышают 3–5 м. Проведенные в последнее время фациально-генетические исследования ининской и сальджарской толщ в свете теории гигантских гляциальных паводков, позволили выявить цикличность обсуждаемых толщ и охарактеризовать набор слагающих их литофаций [3]. Завершает разрез позднеоплейстоцен-голоценовый субаэральный комплекс, включающий лессы, эоловые пески, делювиально-пролювиальные шлейфы. В них вложен голоценовый аллювий, формирующий низкие террасы и пойму.

Деформации в позднеоплейстоценовых толщах. Изучение разрезов средней террасы р. Катунь в районе п. Чемал («Чемал-Карьер-1», «Чемал-Карьер-2»), которые расположены в области пересечения Катунского раздвига с Чемальским и сейсмогенерирующим Кубинским разломами, показало наличие в них нескольких разновозрастных уровней развития деформаций. Первый уровень деформационных текстур выделяется в кровле слоя 1.1 (рис. 1, А). Здесь обнаружены разномасштабные структуры растяжения шириной от 0.5 до 2.5 м. Они заполнены миктитом слоя 2.1. При этом фрагменты раздробленного слоя 1.1 погружены в миктит. Можно было бы связать эти деформации с динамическим воздействием грязекаменного потока на подстилающие нелитифицированные отложения, но внутри слоя 1.1 нами зафиксированы многочисленные текстуры пластической деформации (плочатость, флексуры, приразломные складки), а также различные в плане кинематики микроразломы. При этом они находятся вне зон развития структур растяжения и дробления. Следовательно, процесс деформирования отложений слоя 1.1 напрямую не связан с динамическим воздействием грязекаменного потока на свое ложе, но оба этих процесса, сближены во времени и имеют один спусковой механизм.

Аналогичная ситуация наблюдается и на уровне слоя 3.1. Структуры взлома, дробления, растяжения и просадки, которым подвержена и верхняя часть слоя 2.1, заполнены песками слоя 3.2, в которых “плавают” фрагменты деформированных слоев. Причем пески слоя 3.2. иногда заполняют образовавшиеся при деформации слоев полости таким образом, что оказываются стратиграфически ниже слоя 3.1. Опять же внутри самого слоя 3.1 развиты пологие складки и грабенообразные просадки, которые никоим образом нельзя связать с динамическим воздействием песчано-водного потока, сформировавшего слой 3.2. Но опять же и процессы формирования разнотипных деформаций, и песчано-водный поток сближены во времени и являются следствием единого процесса.

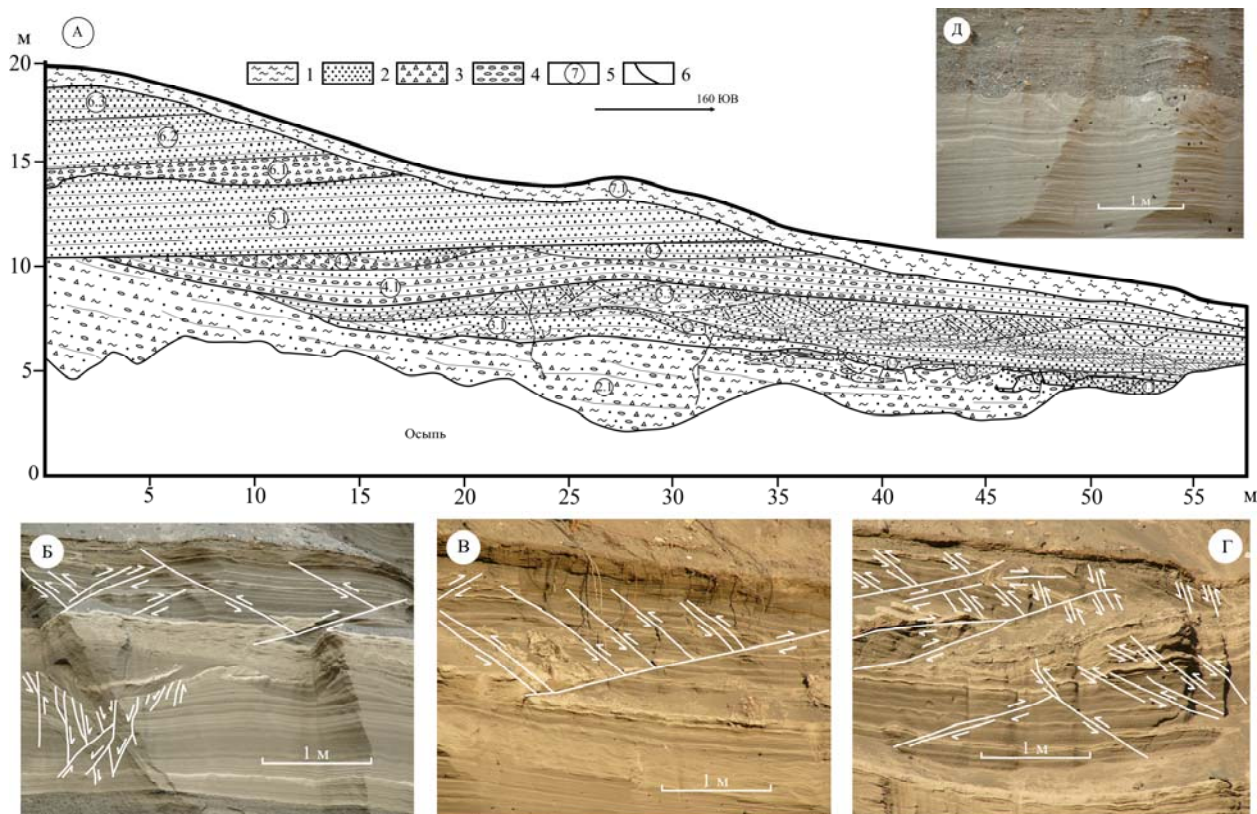


Рис. 1. А – Разрез “Карьер-Чемал-1”; Б – в нижней части фотографии – грабенообразная просадка в кровле слоя 3.1, в верхней – системы взбросов, нарушающие отложения слоя 3.3; В, Г – системы взбросов, нарушающие отложения слоя 3.3; Д – деформационные текстуры в кровле слоя 5.1. Условные обозначения к разрезам: 1 – алеврит, 2 – песок, 3 – дресва, 4 – галька, 5 – номера слоев, 6 – разломы.

Следующий уровень развития разрывных нарушений – слой 3.3 в разрезе «Карьер-Чемал-1» (рис. 1, Б, В, Г). Следует отметить, что выявленные разломы четко ограничиваются пределами слоя и не прослеживаются ни в подстилающие, ни в перекрывающие отложения. Наконец, в пределах разреза “Карьер-Чемал-1” присутствует еще один уровень развития постседиментационных деформаций – прикровельная часть слоя 5.1. Здесь присутствуют пластичные срывы, плейчатость, нарушающие первично седиментационную слоистость, шарообразные текстуры внедрения более грубозернистых осадков перекрывающего слоя 6.1 (рис. 1, Д). Таким образом, в изученных разрезах «Карьер-Чемал-1» и «Карьер-Чемал-2» выделяется четыре самостоятельных разнесенных во времени деформационных события.

Еще два разреза с хрупкими деформациями (Карьер-Манжерок-2 и Едрала-5) выявлены в отложениях средней террасы р. Катунь в районе п. Манжерок. Они расположены в области пересечения Катунского раздвиг с Манжерокским разломом.

Критерии генетической связи деформационных текстур с палеосейсмическими событиями. Морфологически сходные деформационные текстуры в осадочных толщах могут иметь гляциогенное, криогенное, солифлюкционное, обвальное, оползневое, подводно-оплывневое, седиментационное и сейсмогенное происхождение. Очевидно, что выявленные деформационные текстуры являются постсинседиментационными, поскольку они нарушают первичные седиментационные текстуры. Исключается гляциальный гене-

зис дислокаций, т.к. изученные разрезы расположены во внеледниковой палеогеографической зоне. Позднеплейстоценовые комплексы не подвержены воздействию криогенных процессов, поскольку в разрезах отсутствуют деформационные текстуры, характерные для стадий формирования и деградации сегрегационных, инъекционных и повторно-жильных льдов. Из-за отсутствия мерзлотных текстур исключен солифлюкционный генезис дислокаций. Сходные деформации слоистых толщ могут возникать в результате подводно-оползневых деформаций. Но для этого, как минимум нужен озерный бассейн, а лимнических осадков в разрезах не зафиксировано. Наконец, отсутствие существенных перемещений по выявленным разрывам, а также “стратиграфическая” выдержанность интервалов с деформациями, зажатых между недеформированными слоями и прослеживаемых на десятки метров, исключают оползневое происхождение деформаций. В пользу этого говорит и отсутствие геоморфологических признаков проявления оползневых процессов вблизи изученных разрезов.

Комплексный анализ описанных выше деформаций как в отдельных слоях, так и в их последовательностях, с учетом палеогеографической обстановки позволяет нам предположить их сейсмогенный генезис и объединить в группу сейсмиков. В пользу такого предположения также свидетельствуют следующие факты: 1) изученные разрезы расположены в узлах пересечения неотектонических разломов, в том числе сейсмогенерирующих; 2) в пределах обнажений интервалы с деформациями разделены недеформированными слоями, что указывает на дискретность и повторяемость деформационных событий, что характерно для сейсмоактивных зон; 3) зафиксированные деформационные текстуры масштабно и морфологически соответствуют сейсмитам, выявленным в различных сейсмоактивных зонах.

Обнаруженные сейсмогенные деформации имеют различные механизмы формирования. Очевидно, что разломы различной кинематики, грабенообразные просадки и другие структуры растяжения и дробления слоев на блоки являются следствием хрупкой деформации. С процессами разжижения среды во время землетрясения связаны образование плейчестности, флексур, пластичных срывов, разнотипных складок. Землетрясения могли способствовать развитию грязекаменных и песчано-водных потоков, отложения которых наблюдались в парагенезе с сейсмитами.

Следы древней сейсмоактивности на курганах эпохи раннего железа в долине нижней Катунь. Признаки древней сейсмоактивности были выявлены при изучении курганной группы Чултуков Лог-1, расположенной в окрестностях с. Манжерок. Всего в курганной группе выявлено 98 курганов эпохи раннего железа, надмогильные конструкции которых примыкали к горному склону и были изначально хорошо задернованы. Судя по сопроводительному инвентарю, некрополь формировался в период с V–IV вв. до н. э. по IV–III вв. до н. э. На южном краю Чултукова Лога-1 располагались 10 курганов майминской культуры (Чултуков Лог-1г), относящихся к началу I тыс. н. э. [1]. Насыпи курганов, расположенные у подножия коренного скального склона г. Черепан, перекрывали участки горной осыпи, а их поверхность была засыпана камнями с горного склона. На удалении до 25 м от склона, по поверхности площадки, где расположена курганная группа, хаотично разбросаны глыбы размером до 1,5–2 м. Ряд из них залегает на курганах V–III вв. до н. э. вне связи с конструктивными особенностями каменных кладок курганов, более того они деформируют каменные насыпи и продавливают кольцевые крепиды курганов. Внутри та-

ких захоронений сдвинутыми оказались стенки погребальных каменных ящиков, разрушены конструкции каменной обкладки могильных ям. В ряде погребений упавшие стенки каменных ящиков нарушили анатомический порядок расположения костей погребенных, хотя все исследованные курганы не ограблены. В тоже время, в некоторых курганах, удаленных на 50 м от коренного склона и расположенных вне зоны распространения коллювия, также наблюдается нарушение анатомического порядка расположения костей погребенных. Примечательно, что для распложенных в пределах курганной группы погребальных комплексов начала I тыс. н.э. подобные признаки деформаций каменных конструкций не присущи. Приведенные выше признаки позволяют предполагать, что они являются следами сильного землетрясения, произошедшем на Горном Алтае в конце I тыс. до н.э.

О возможных магнитудах и интенсивности древних землетрясений. В модифицированной шкале Меркалли [8] нижний порог для возникновения мелкомасштабных сейсмогенных остаточных деформаций в рыхлых осадках оценен в 6 баллов, а в работе [7] показано, что текстуры, связанные с разжижением, появляются в рыхлых грунтах только при землетрясениях с $M \geq 5.5$. В качестве нижней планки интенсивности землетрясения, необходимой для образования сейсмогенных обвалов, называется величина в 6 баллов [6]. Разнотипные и разномасштабные сейсмогенные деформации наблюдались в рыхлых грунтах, как следствие Чуйского землетрясения 2003 г. ($M=7,3$). Они были выявлены в пределах зон 6-9 балльных сотрясений, а отдельные камнепады – в 5-балльной зоне. Таким образом, в качестве минимальной интенсивности древних землетрясений для района нижней Катунь следует рассматривать величину в 5–6 баллов, а магнитуды в 4,5–6,0.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-31377 «мол_а».

Литература

1. Бородовский А.П., Бородовская Е.Л. Археологическое наследие горной долины нижней Катунь: Учебно-методическое пособие. Новосибирск, 2009. 124 с.
2. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20–30.
3. Зольников И.Д. Роль оледенений и гляциальных суперпаводков в геологическом строении осадочных комплексов верхней половины неоплейстоцена Горного Алтая и Предалтайской равнины. Автореф. диссерт. доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 2011. 32 с.
4. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.
5. Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 71–74.
6. Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. С. 11–39.
7. Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soils and Foundations. 1975. V. 15. P. 81–92.
8. Sims J.D., Garvin C.D. Recurrent liquefaction induced by the 1989 Loma Prieta earthquake and 1990 and 1991 aftershocks: implications for paleoseismicity studies // Bull. Seismol. Soc. Am., 1995. V. 85. № 1. P. 51–65.

ПРОЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ АДАКСКОЙ ПЛОЩАДИ (ГРЯДА ЧЕРНЫШЕВА)

Даньщикова И.И.

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, E-mail: iidanshikova@geo.komisc.ru

Представлены результаты исследования нижнепалеозойских отложений Адакской площади гряды Чернышева. Обсуждаются литологические признаки тектонических деформаций пород.

TECTONIC DEFORMATIONS IN CARBONATE ROCKS IN ADAKSKAYA AREA (CHERNYSHEV RIDGE)

Danshikova I.I.

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, E-mail: iidanshikova@geo.komisc.ru

The research results of Adakskaya Lower Paleozoic area in Chernyshev Ridge have been presented. The lithological features of tectonic deformations of these rocks have been discussed.

Поднятие Чернышева представляет собой сложную, в целом веерообразную, структуру во фронте Косью-Роговской пластины, сформированную в результате послыоного срыва по верхнеордовикским соленосным отложениям. У поверхности этот срыв выражен дугообразными в плане Западно-Чернышевским взбросо-надвигом и встречено падающим Восточно-Чернышевским надвигом [3].

Центральная часть поднятия Чернышева имеет более сложное строение, которое представляет собой сочетание крупных тектонических пластин противоположной vergentности. Пластины сформированы надвиговыми дислокациями, сходящимися к единой поверхности скольжения, приуроченной к верхнеордовикским эвапоритовым отложениям [1]. Фронтальные зоны пластин интенсивно дислоцированы и характеризуется выходом на поверхность преимущественно палеозойских карбонатных отложений, в которых отмечаются зоны тектонического брекчирования.

При изучении этих отложений отмечаются многочисленные признаки тектонических (пластических и разрывных) деформаций, проявленных как в характерных текстурных новообразованиях, так и в эпигенетических преобразованиях пород, вызванных процессами динамотермальной активизации территории.

Как известно, в зонах тектонического сжатия (надвиги и взбросы) увеличивается твердость пород и уменьшается их пористость. Для карбонатных пород в этих условиях характерны: перекристаллизация с увеличением размера зерен, мраморизация. Также в этих зонах возрастает количество контактов и взаимное растворение зерен. В известняках происходит брекчирование, возрастает количество слилолитов и сутуров. Характерно двойникование зерен кальцита [2, табл. 11]. В нашем разрезе мраморизация хорошо наблюдается филипппельском горизонте. Силолиты мелкозубчатые, ветвящиеся, расположение швов относительно напластования пород меняется от вертикально-наклонного до горизонтального.

По всему разрезу развиты псевдообломочные комковатые текстуры (рис.1), которые господствуют в нижнесилурийских отложениях. Обломки не окатанные, угловатые, чаще удлиненно-вытянутые. Обломки пород размером от 9 см до 2 см, (в среднем- 2,5 см). А уже брекчиевидные текстуры с четко выраженным кристаллическим ориентированным строением основной массы в пределах каждого обломка отмечаются малотавротинском горизонте. Нередко на этом интервале наблюдаются мелкие сложно перемятые складки.

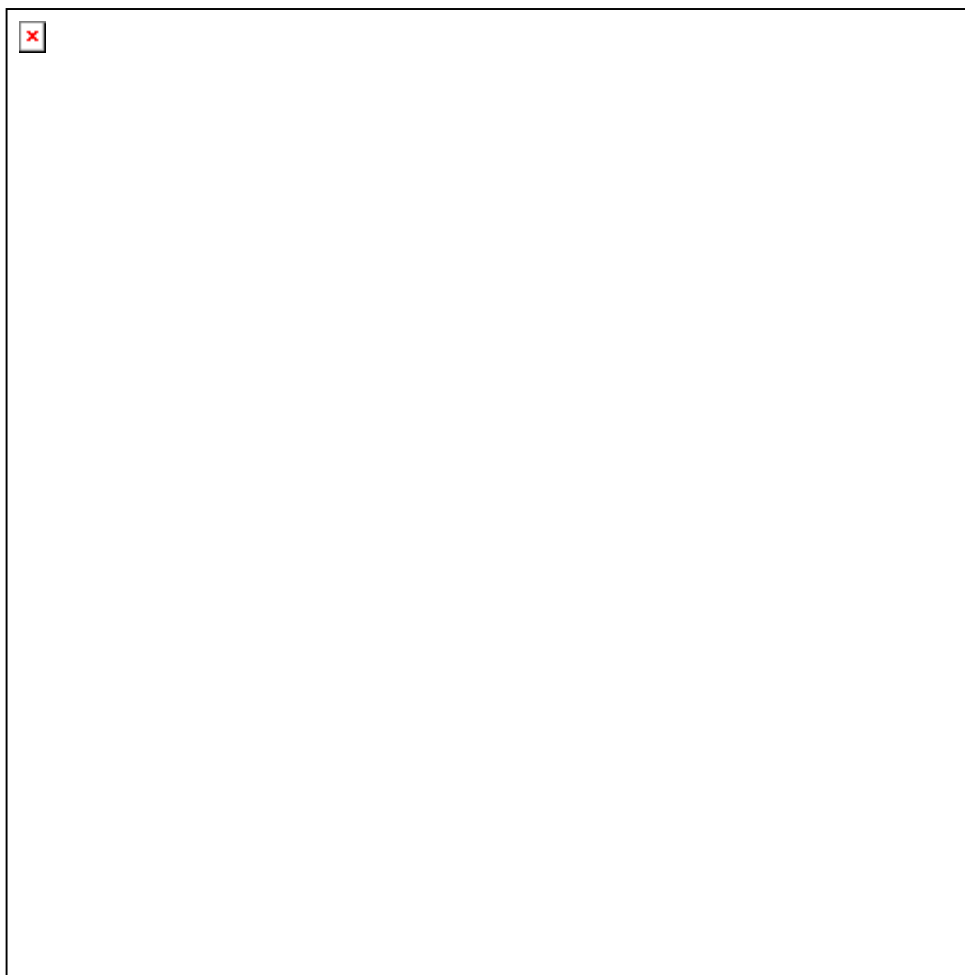


Рис. 1 Известняк с брекчиевидной текстурой, обусловленный наличием крупных обломков доломитового состава

В породах нижнего силура (филипппельский горизонт) и верхнего ордовика (салюкинская свита) помимо вторичных изменений в текстурном рисунке пород часто отмечаются мелкие надвиговые деформации. Угол падения пород составляет 30–45°. Также наблюдаются мелкие взбросы в салюкинской свите на границе с малотавротинским горизонтом (рис. 2).

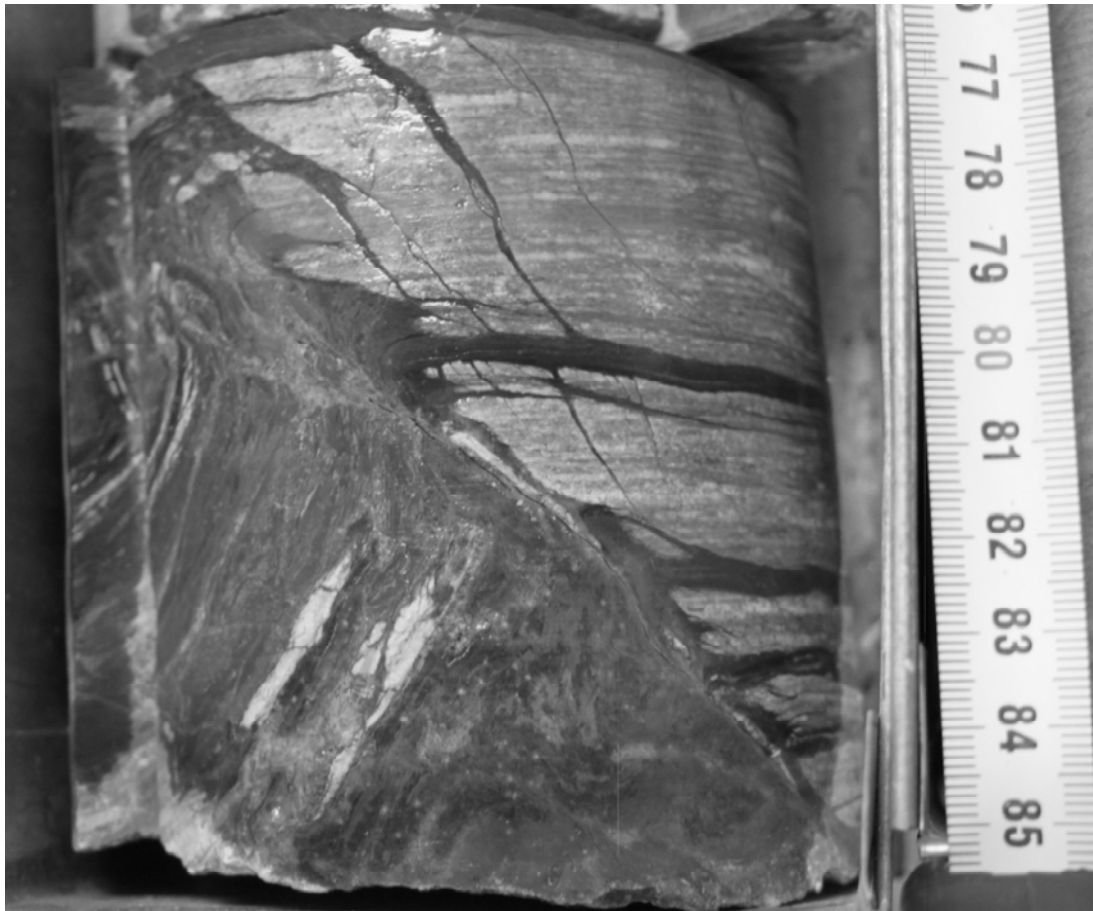


Рис. 2 Фрагмент взброса (О₃, салюкинский горизонт)

В зонах разрывов (сдвиги и сбросы) трещины в породах обычно заполнены минеральными новообразованиями. В зонах миграции флюидов может также активно развиваться выщелачивание [2, талб. 11], формирующее каверны и каналы (рис.3). Этот процесс хорошо проявлен в отложениях верхнего ордовика (малотавротинский горизонт) и нижнего девона (лохковский ярус). Породы интенсивно преобразованы, в них наблюдаются поры и каверны, развиты макро- и микротрещины, распределение которых весьма неравномерное. Поры и трещины часто заполнены новообразованными минералами (в основном кальцитом) или нефтью. Встречаются и открытые каверны.

Процессы окремнения (рис. 4) представлены верхнем и нижнем силуре, но чаще встречаются нижнедевонских отложениях. Эти процессы наблюдаются в виде различных мелких стяжений, линз, линзовидных пропластков. Интенсивное окремнение, наблюдаются, как правило, или выше крупных залежей нефти, либо в пределах самих выдержанных нефтяных пластов, лишая их пористости.

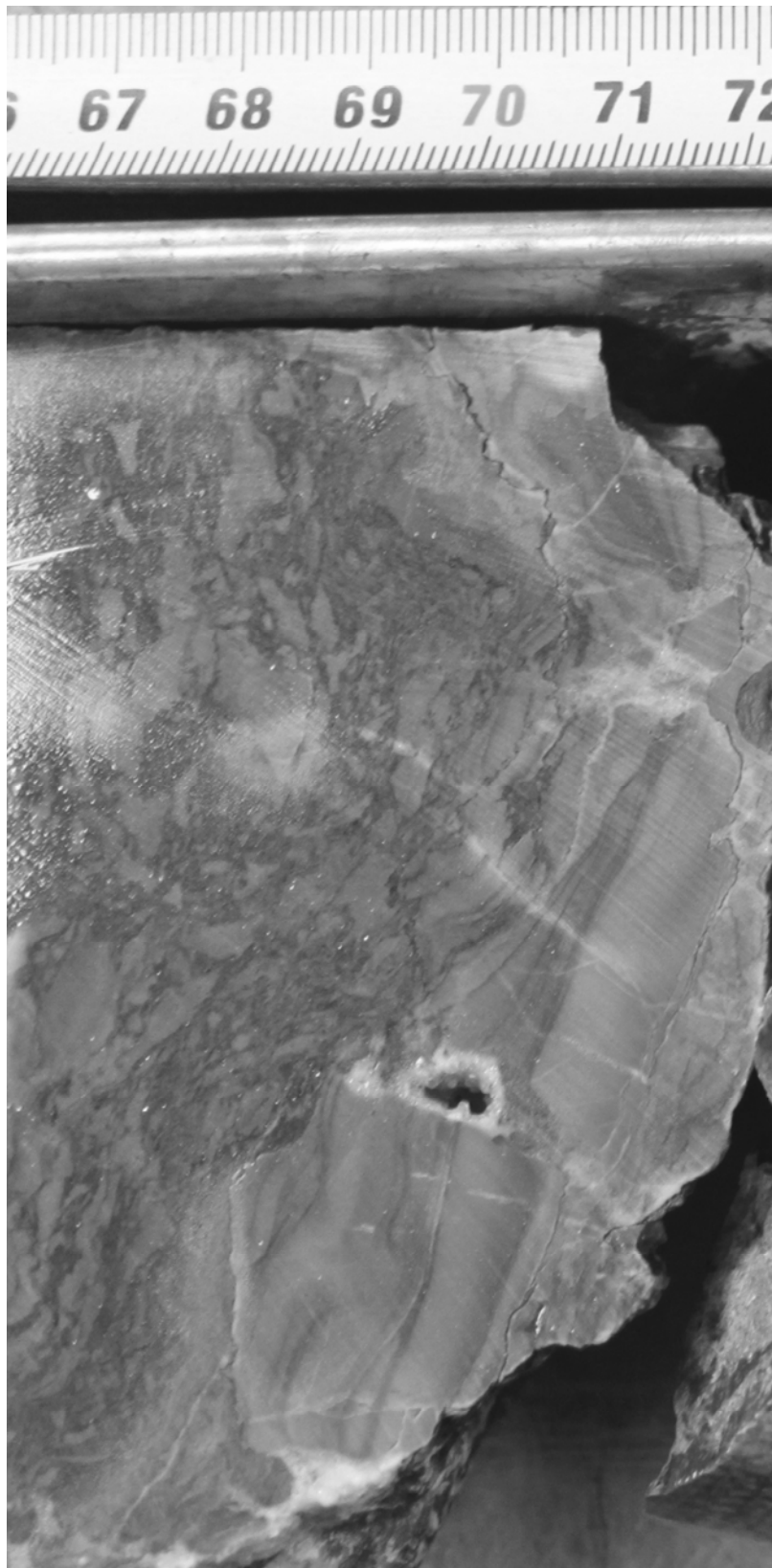


Рис. 3. Небольшая каверна на поверхности доломита выполненная прозрачным кальцитом

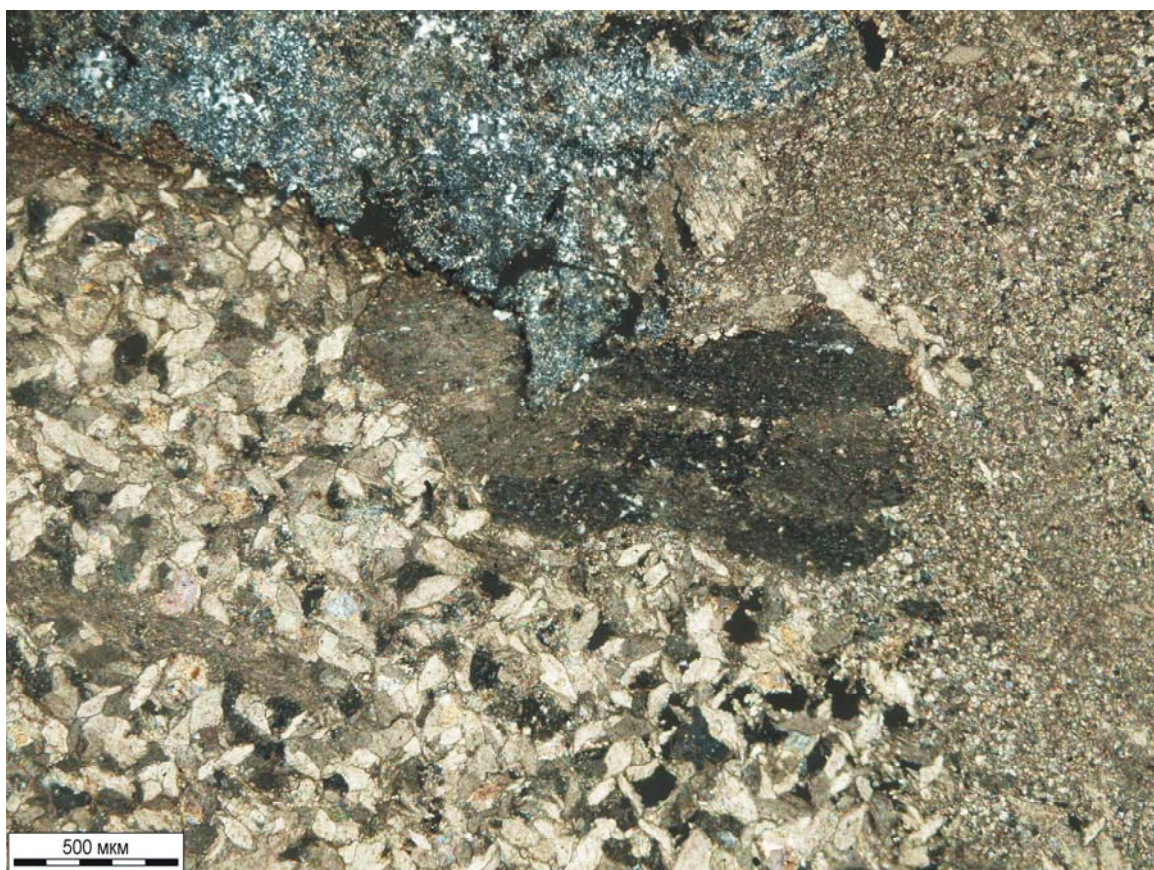


Рис. 4. Доломит средне-тонкозернистый с кремненным участком.

Таким образом, в рассматриваемом разрезе отмечаются как процессы растяжения (разрыва), так и процессы сжатия. Стресс сжатия обусловил такие признаки как мраморизация, интенсивная стилолитизация, брекчирование. Об условиях растяжения свидетельствуют развитие трещин, процессы выщелачивания и окремнения.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований УрО РАН, проект УрО РАН № 12-5-6-012-АРКТИКА «Формирование углеводородных систем в толщах верхнего палеозоя в арктическом районе Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна».

Литература

1. Перспективы нефтегазоносности центральной части поднятия Чернышева по результатам геологоразведочных работ на Адакской площади / Данилов В.Н., Иванов В.В., Гудельман А.А. и др. // электр. науч. журн. Нефтегазовая геология. Теория и практика – <http://www.ngtp.ru>, 2011. Т.6. №2. С.1-30.
2. Сергеева Э.И. Эпигенез осадочных пород. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2004. 152 с.
3. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 285 с.

АНАЛИЗ ПЕСЧАНИКОВ ИЛЬТИБАНОВСКОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ДЕВОНА ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Зайнуллин Р.И.

БашГУ, г. Уфа, Россия, E-mail: adrenalinruslan@mail.ru

Статья посвящена ильтибановской толще нижнего девона Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Изучен фрагмент стратотипического разреза, который представлен вулканомиктовыми кластолитами разного гранулометрического состава с прослоями силицитов, слагающими циклиты. На основе петрографического и химического состава песчаников устанавливается их генезис. Предположительно, источником материала служили вулканогенно-осадочные породы силура.

ANALYSIS SANDSTONES ILTIBANOVSCAYA FORMATION OF THE LOWER DEVONIAN WEST-MAGNITOGORSK ZONE (SOUTH URALS)

Zaynullin R.I.

BashSU, Ufa, Russia, E-mail: adrenalinruslan@mail.ru

The article is devoted to Itibanovscaya Formation of the lower Devonian located in the West-Magnitogorsk Zone of the South Urals. The fragment stratotype section was studied by author and it is represented by different granulometric composition volcanomictic clastics with interbeds siliceous rocks that make up the cyclites. On the basis of petrographic and chemical composition of sandstones set their genesis. Presumably, the source of the material were volcanic and sedimentary rocks of the Silurian.

Ильтибановская толща распространена в северной части Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала в непосредственной близости от Главного Уральского разлома и почти не образует непрерывных разрезов. Она выделена Е.В. Чибриковой [6], в настоящее время толща датирована по конодонтам ранним девонem в полном объеме [4].

Стратотипической местностью ильтибановской толщи являются окрестности Ильтибановского водохранилища. Здесь она представлена в основании ритмично чередующимися гравелитами, песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами. Верхняя часть разреза сложена переслаивающимися кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми породами, которые вскрыты карьером. В ней обнаружены конодонты, характерные для лохковского и эмского ярусов нижнего девона. Общая мощность толщи не превышает 500-600 м [4].

В 2012 году нами был изучен фрагмент разреза мощностью 40 м в скальных выходах выше плотины водохранилища. Он представлен вулканомиктовыми кластолитами разного гранулометрического состава с прослоями светло-серых тонкослоистых силицитов, слагающими циклиты. Преобладают циклиты сложенные песчаниками от крупно- до мелкозернистых, мощностью 0,7–1,2 м. В нижней части разреза отмечаются циклиты, представленные грубопесчано-гравийным материалом в подошве и крупнозернистым в кровле. В интервале 5–20 см от подошвы циклита залегают обломки кремней угловато-округлой формы ориентированных длинной стороной параллельно напластованию, размер их

10–15 см. В верхней части разреза в основании некоторых из циклитов залегают галечно-валунные микститы. Обломки представлены темно-серыми слоистыми кремнями.

Обломки в песчаниках представлены полевыми шпатами, вулканитами и реже известняками. По классификации В.Д. Шутова [5] песчаники относятся к полевошпатовым грауваккам (рис. 1). Согласно диаграмме А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [2] они являются полимиктовыми (рис. 2). На диаграмме F3-F4 Bhatia M.R [7], фигуративные точки составов песчаников расположились в поле изверженных пород основного состава (рис. 3). Аналогичные результаты были получены при вынесении точек на диаграмму AF и AM А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой [1] (рис. 4), таким образом, изверженные породы основного состава могли служить поставщиком материала в бассейн седиментации.

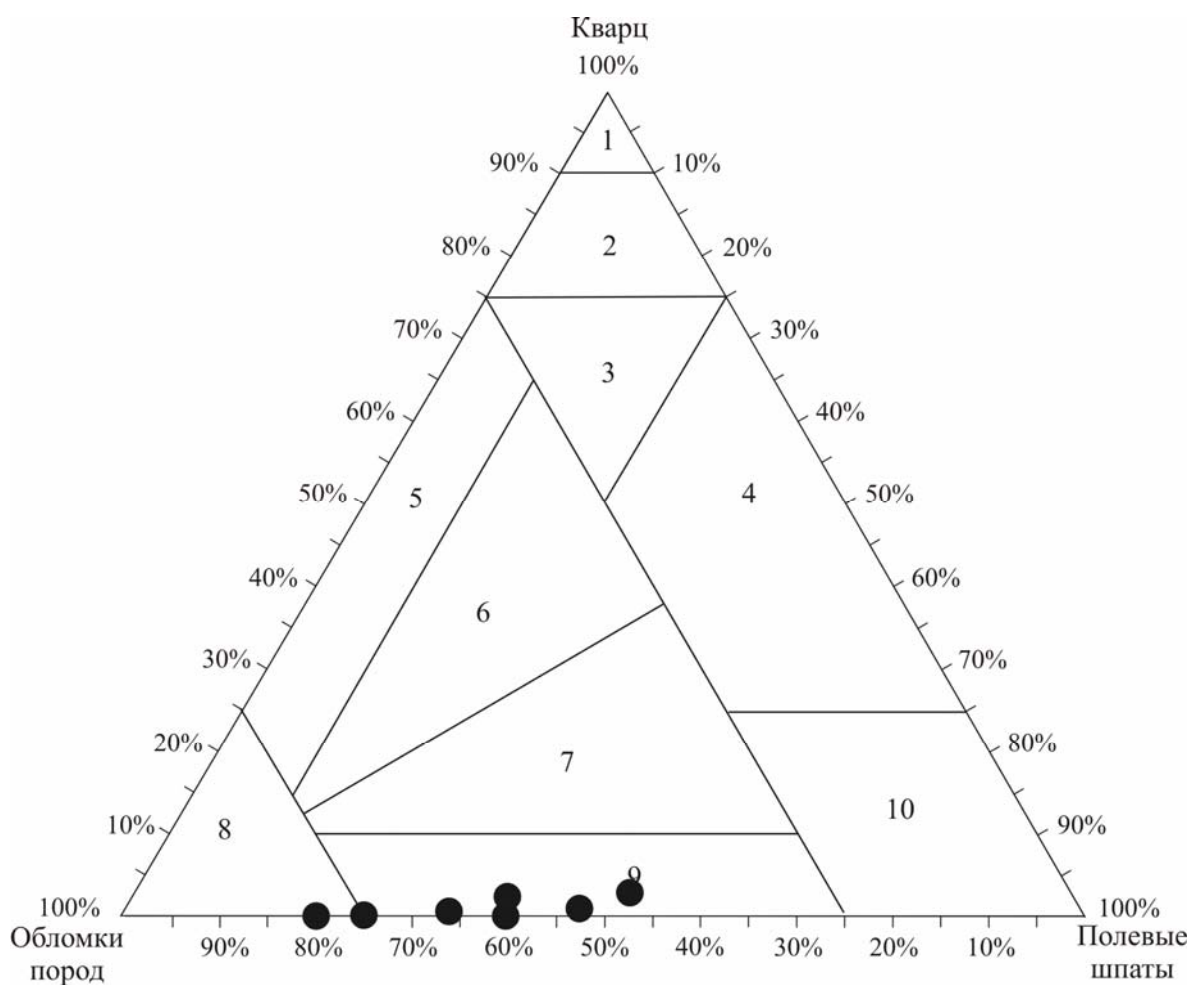


Рис. 1. Диаграмма В.Д. Шутова (1967) с некоторыми изменениями по [Систематика...,1998] с фигуративными точками песчаников ильтибановской толщи. Обозначения полей. 1–кварцевые песчаники, 2–олигомиктовые песчаники, 3–мезомиктовые песчаники, 4–аркозы, 5– кварцевые граувакки, 6–полевошпато-кварцевые граувакки, 7–кварцево-полевошпатовые граувакки, 8– собственно граувакки, 9–полевошпатовые граувакки, 10–полевошпатовые песчаники.



Рис. 2. Диаграмма А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой с фигуративными точками песчаников ильтибановской толщи

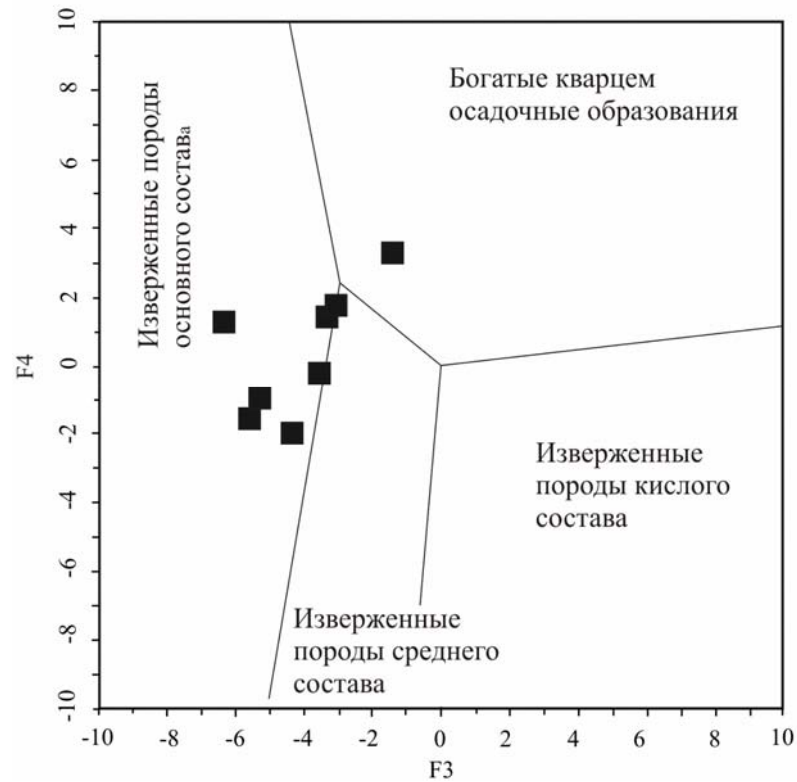


Рис. 3. Диаграмма F3-F4 Bhatia M.R с фигуративными точками песчаников ильтибановской толщи

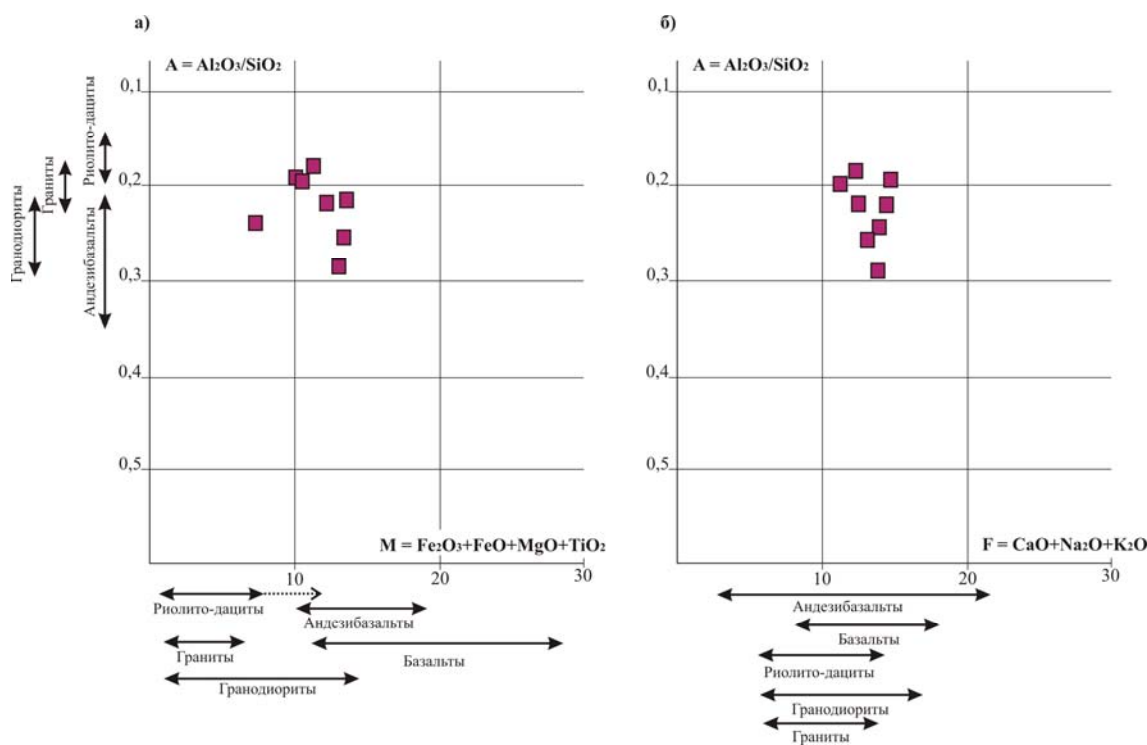


Рис. 4. Диаграммы AM(a) и AF(б) А.Г Коссовской и М.И. Тучковой с фигуративными точками песчаников ильтибановской толщи

Средние значения индексов химического выветривания для изучаемых песчаников (CIA=45,7, CIW=48,1, ICSV=1,9) и среднее значение гидролизатного модуля (ГМ=0,3–0,48) свидетельствуют о слабой степени выветрелости пород [3].

Таким образом, песчаники ильтибановской толщи принадлежат к полевошпатовым грауваккам. В области питания разрушению подвергались породы базальтового и андезитбазальтового состава, кремни и известняки. Циклический характер отложений с градационной сортировкой, свидетельствуют о том, что кластика сносилась в глубоководные зоны турбидными потоками высокой и низкой плотности. Находки нижнесилурийских граптолитов Б.М. Садрисламовым из обломков черных кремней в брекчиях [1], позволяют допускать, что мобилизации и разрушению подвергались вулканогенно-осадочные породы силура.

Литература

1. Артющкова О.В., Маслов В.А. Нижнедевонские (доверхнеэмские) отложения Магнитогорской мегазоны. Геологический сборник №2. Информационные материалы/ ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2001. 168 с.
2. Коссовская А.Г., Тучкова М. И. К проблеме минералого-петрохимической классификации и генезиса песчаных пород // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 8-24
3. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие.– Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
4. Маслов В.А., Артющкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 288стр., 71 илл., 2 вкл.
5. Шутов В.Д. Классификация песчаников. Литология и полезные ископаемые №5, 1967г.
6. Чибрикова Е.В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофасциям). М.: Наука, 1977. 191 с.
7. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V.91. P.611-627.

СЕТЬ ЭМАНАЦИОННО-АКТИВНЫХ СКВОЗНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН НА ТЕРРИТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Искуль Г.С., Енгальчев С.Ю.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: geo-iskyul@yandex.ru, sleng2005@mail.ru

Обобщение и комплексный анализ материалов по особенностям геологического строения и проявлениям аномалий радона позволили детализировать размещение современных эманационно-активных тектонических зон на территории г. Санкт-Петербурга. Требуется дальнейшее изучение таких зон для оценки их влияния на стабильность зданий и сооружений, а также здоровья горожан.

RN-EMANATION AS A REFLECTION OF ACTIVE FAULT SYSTEMS IN ST. PETERSBURG

Iskjul G.S., Engalychev S.Y.

VSEGEI, Saint-Petersburg, Russia, E-mail: geo-iskyul@yandex.ru, sleng2005@mail.ru

The synthesis and complex analysis of the geological structure and the Rn-anomalies allowed to refine distribution of modern active tectonic zones in St. Petersburg. Is required further study of such zones to assess their impact on the stability of buildings, as well as the health of citizens.

В последнее время все большее внимание уделяется оценке влияния геологического фактора на развитие плотнонаселенных территорий, занятые городскими агломерациями. Актуальность исследований определяется необходимостью выявления воздействия современных геологических процессов (карст, образование оползней, эманирование по тектоническим зонам и др.) не только на состояние зданий и сооружений, но и здоровье населения, проживающего на весьма ограниченной территории. Широкое распространение получили данные К.К.Мельникова и В.А.Рудника и других геологов свидетельствующие о существовании геопатогенных зон [7]. В свое время публикация составленной ими карты разломов территории Санкт-Петербурга оказала влияние на рынок недвижимости.

На территории Санкт-Петербурга, расположенного в зоне структурного сочленения Балтийского щита и Русской плиты, установлены многочисленные разновозрастные разрывные нарушения (разломы) [1, 5, 8, 9], часть из них активизирована на современном этапе, хотя для большинства из них предполагается древнее заложение. Данных о количестве и расположении таких активных разломов (АР) немного. Современным эффективным методом выявления АР, наряду с различными геофизическими методами, в закрытых областях со сплошным чехлом четвертичных отложений, является газо-эманационная съемка, фиксирующая потоки Rn, а также He, CO₂, CH₄, Hg, поступающих в почвенный слой по проницаемым сквозным тектоническим зонам.

Для территории Санкт-Петербурга РГЭЦ «Урангео» была составлена карта прогнозной радоноопасности [6]. По степени радоноопасности на карте обособляются Приглинговая часть Ижорского плато, расположенная к югу от Санкт-Петербурга, и Приневская низменность. Первая характеризуется широким распространением под почвенным слоем диктионемовых углеродистых сланцев нижнего ордовика (копорская свита) с редкоче-

тально-урановой минерализацией и, как следствие, наличием вдоль глинта сплошной радоновой аномалии высокой интенсивности (400–2000 Бк/м³). Напротив, в пределах Приневской низменности, как и на соседней территории южного Приладожья, урановое ору-денение приурочено к подошве венда (редкинский горизонт) [3]. Повышенное содержание урана фиксируется в отдельных блоках фундамента. Поток радона, продуцируемый в нижних горизонтах венда и подстилающих породах фундамента экранирует мощная тол-ща глин (V–Є₁), а «проводниками» радона в верхние горизонты служат только зоны тек-тонических нарушений, что находит отражение в линейном характере аномалий радона на поверхности (рис. 1). На карте радоопасности выделяются линейные зоны с повышенными содержаниями радона. Так на низком (<100 Бк/м³) эманационном фоне выделяются узкие линейные зоны со значениями 100–200 Бк/м³, реже 200–300 Бк/м³. В местах пересече-ний линейных зон располагаются узлы, характеризующиеся повышенными значениями (200–300 Бк/м³).

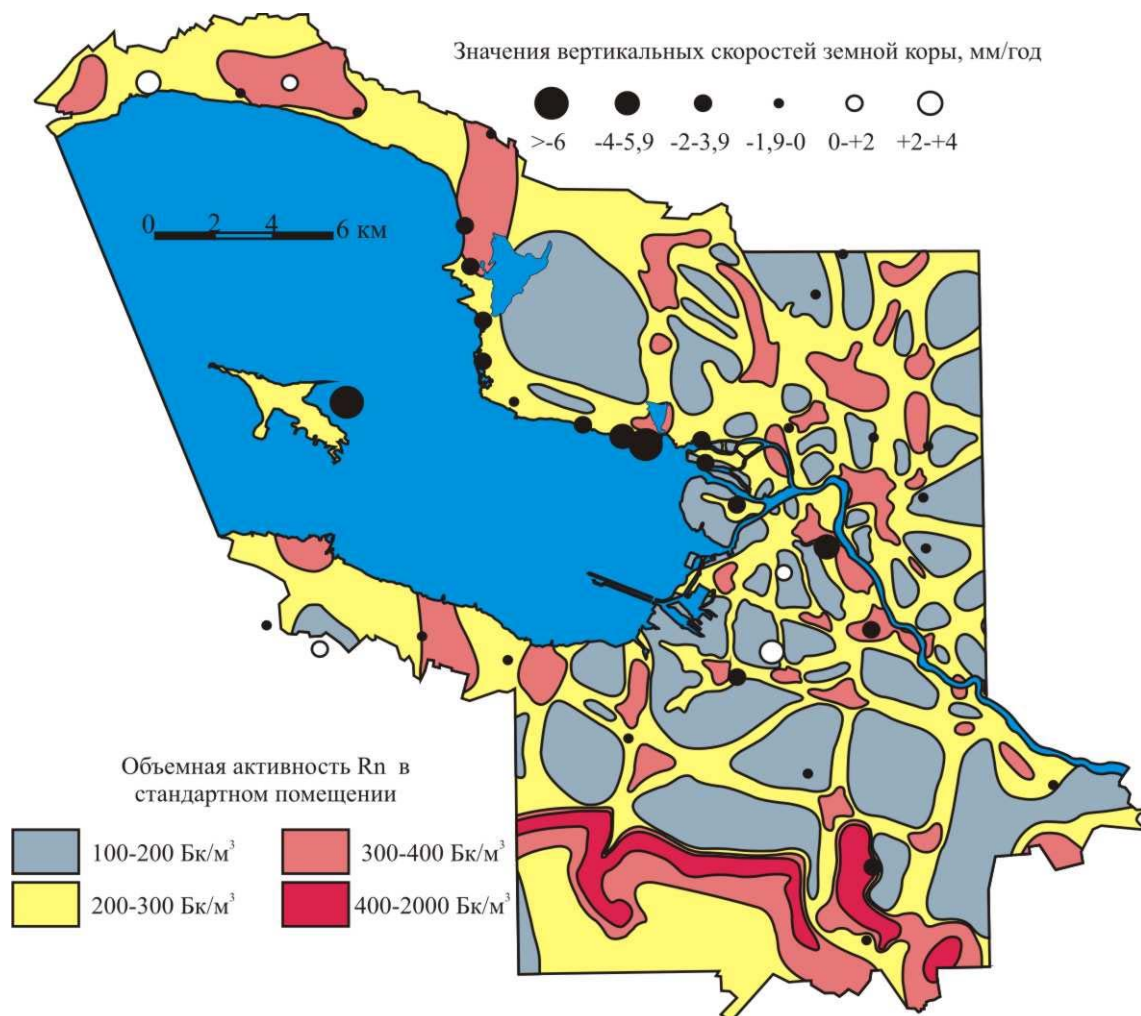


Рис. 1. Схематическая карта прогнозной радоопасности Санкт-Петербурга и значений вертикальных скоростей земной коры. Составлена по данным [6, 9].

Анализ карты радоопасности и материалов по геологическому строению террито-рии позволяет выделить четыре системы нарушений: 1) субмеридиональная, 2) запад-

северо-западная, 3) северо-западная, 4) восток-северо-восточная (рис.2). В дальнейшем эта картина линейных зон может быть детализирована.

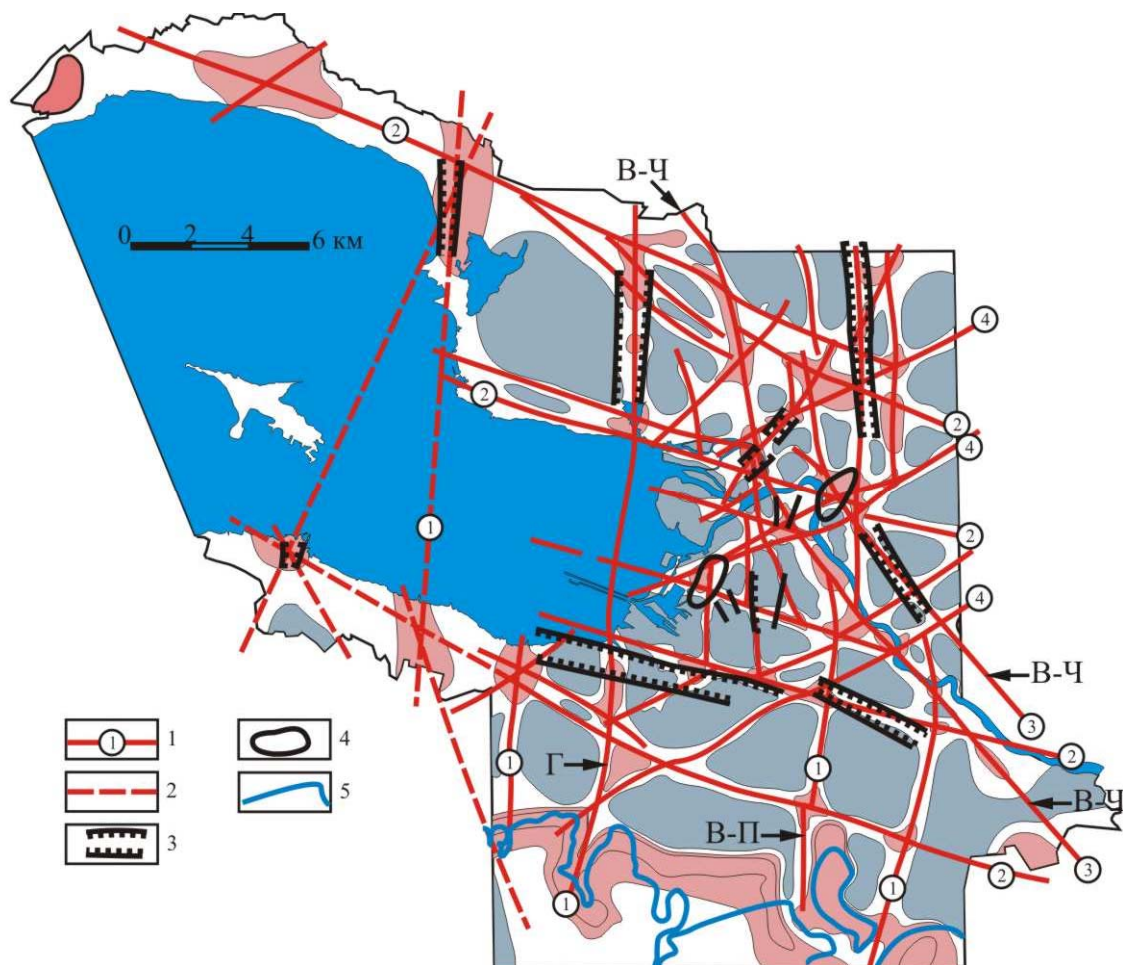


Рис. 2. Эманиционно активные сквозные тектонические нарушения. 1 – разломы (Г – Гатчинский, В-П – Васкелово-Павловск, В-Ч – Вещево-Чудово), 2 – разломы предполагаемые, 3 – линейные впадины в рельефе фундамента по данным [5,8], 4 – локальные поднятия фундамента по данным [5,9], 6 – линия Балтийско-Ладожского глинта.

Обращает на себя внимание проявленность вышеуказанных разломных зон в виде малоамплитудных вертикальных смещений в фундаменте, а также в рельефе современной поверхности в виде эрозионных форм. Неоднородности строения рельефа фундамента (линейные отрицательные структуры и локальные поднятия) (рис.2), выделенные по данным бурения, сейсмо- и электроразведки совпадают в плане с линейными радоноопасными зонами и их узлами. По данным измерений скоростей вертикальных движений земной коры [9] в радоноопасных зонах отчетливо преобладают нисходящие или относительно нисходящие движения. В частности, это пункты с максимальными отрицательными значениями скоростей, до -4 мм/год (район пл. А. Невского) и $-8,5$ мм/год (Лахтинский разлив). Амплитуда опускания кровли фундамента в пределах локальных отрицательных структур достигает 20 м (г. Ломоносов, район г. Сестрорецк).

Тектоническим зонам, активным на современном этапе развития, соответствуют эрозионные формы рельефа. Зонам запад-северо-западной системы подчинены южный и се-

верный берега Финского залива и линия Пулковского абразионного уступа. Места пересечения тектонических зон с линией Балтийско-Ладожского глинта отвечают крупные денудационные (на восточной и западной окраинах г. Пушкин) и экзарационные (Красносельская, Ропшинская) долины. К узлу субмеридиональной и запад-северо-западной систем приурочена Лахтинская котловина, к субмеридиональному разлому – Суздальские озера, к разлому запад-северо-западной системы – руч. Муринский на участке от Муринского парка почти до ул. Руставели.

Анализ опубликованных данных показал совпадение размещения разломов, выделенных по различным данным, с линейными радоноопасными зонами субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Так, к субмеридиональной системе относятся Гатчинский [2] и Васкелово-Павловский [9] разлом. Северо-западная система нарушений отвечает разлому Вещево-Чудово [5], восток-северо-восточная – Онежско-Рижской системе [9].

Возвращаясь к эрозионным долинам на пересечении субмеридиональной системы нарушений с глинтом, следует отметить, что с этими формами рельефа сопряжены наиболее масштабные дислокации палеозойских отложений в окрестностях Петербурга – Дудергофские высоты и складки по р.р. Поповка и Славянка. Указанные дислокации со времен М.Э. Янишевского трактуются как проявления гляциотектоники, однако их пространственная связь с разломами фундамента заставляет задуматься над вопросами 1) не были ли данные нарушения «подготовлены» для экзарации и гляциотектоники разломной тектоникой и 2) не являются ли в этом случае подобные (гляцио)дислокации в других местах маркерами аналогичных тектонических зон? Вероятность подобного предположения уже продемонстрирована одним из авторов данной работы на примере Ижорского плато [4].

С целью выявления сквозных зон разгрузки радона был проведен анализ карты радоноопасности, а поученные материалы сопоставлялись с опубликованными геолого-геофизическими и геоморфологическими данными. На территории Санкт-Петербурга и окрестностей выделяются четыре системы радонопроводящих линейных структур, выраженных в рельефе фундамента в виде малоамплитудных депрессий, а в современном рельефе в виде эрозионных долин. Формирование депрессий продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует дифференцированное опускание земной коры в тектонических зонах. В настоящее время требуется проведение детальных геологических (инженерно-геологических, структурно-тектонических и геохимических и др.) исследований в этих зонах с целью определения их влияния на стабильность зданий, сооружений метрополитена, инженерных и коммунальных сетей, трубопроводов, и что особенно важно на здоровье и жизнедеятельность жителей Санкт-Петербурга.

Литература

1. Афанасов М.Н., Казак А.П. Проявление тектоно-магматической активизации на северо-западе Русской плиты и перспективы поисков полезных ископаемых (Псковская, Ленинградская, Новгородская области) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2009. вып. 4. С.20–30.
2. Геология СССР. Том I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Л.,1971, 503 с.
3. Енгальчев С.Ю. Многоуровневые урановорудные районы европейской части России // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 49. – С. 101–106
4. Искюль Г.С. К вопросу о происхождении грядового рельефа Ижорского плато // Геология, геоэкология, эволюционная география. Под ред. Е.М. Нестерова, 2011, С. 85–89.
5. Кабаков Л.Г., Скопенко Н.Ф. Оценка геодинамического состояния территории Ленинградской области // Разведка и охрана недр, №7-8, 1998, С. 32–35.
6. Карта прогнозной радоноопасности Санкт-Петербурга. Масштаб 1: 175000. РГЭЦ «Урангео» http://gov.spb.ru/gov/otrasl/ecology/maps/scheme_radon/.

7. Мельников Е.К., Мусийчук Ю.И., Потифоров А.И., Рудник В.А., Рымарев В.И. Геопатогенные зоны – миф или реальность? СПб, 1993, 49 с.
8. Саммет Э.Ю., Насонова Л.Д. Геологические загадки Ленинградской области. СПб, 2012, 88 с.
9. Ядуга В. А.. Новейшая тектоника Санкт-Петербурга и Ленинградской области // Минерал. 2006. № 1. С. 28–35

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРОКСИМАЛЬНЫХ ТЕМПЕСТИТОВ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Искюль Г.С.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: geo-iskyul@yandex.ru.

Биокласто-иловые «ортоцератитовые» известняки кундаского горизонта (средний ордовик) заключают литологически контрастные пласты со структурой пакстоуна/грейнстоуна, приуроченные к регрессивным интервалам разреза. Данные пласты содержат многочисленные следы событийной седиментации, такие как поверхности эрозии, раковины-интракласты и реликты градационной сортировки. Раковины-интракласты содержат реликты более древних илстых и фосфатизированных отложений, уничтоженных при штормовых событиях. Комплекс признаков позволяет предположить штормовой режим с волновой придонной гидродинамикой. Литофации сформированы ниже базиса действия обычных волн.

THE MAIN FEATURES OF PROXIMAL TEMPESTITES FROM THE KUNDA STAGE OF SAINT-PETERSBURG REGION

Iskjul G.S.

VSEGEI, Saint-Petersburg, Russia, E-mail: geo-iskyul@yandex.ru.

The bioclastic «Orthoceras» limestones (Kunda stage, middle Ordovician) includes beds of packstone-greinstone at the regressive levels. These beds shows numerous features of cannibalistic storm events as erosion surfaces, shells-intraclasts and rare graded layers. The shells-intraclasts consists the phosphatized relicts of eroded «ancestral» mad- and wackestones. All features suggest the storm sedimentation model with oscillatory currents near the bottom. Beds of packstone-greinstone was formed below normal wave base.

На северо-западе России биокласто-иловые известняки кундаского горизонта (средний ордовик) заключают литологически контрастные пласты пакстоуна-грейнстоуна мощностью 8–12 см, известные у плитоломов как нижние и верхние «кости». Пласты приурочены к нижней части зоны *raniceps-striatus*, где они маркируют регрессивные максимумы в кровлях седиментационных циклитов. Структурно-текстурные и тафономические особенности данных пластов указывают на их формирование в результате неоднократной штормовой переработки осадков.

Состав и микроструктура. По сравнению с вмещающими породами, «кости» резко обеднены алевроито-глинистой примесью (от 3% в грейнстоуне до 7% в пакстоуне) и микробиокластами. В интерстициях пакстоунов содержится микроспарит, (перекристаллизованный карбонатный ил), грейнстоунов – спаритовый синтаксиальный цемент. В составе биокластов преобладают иглокожие и остракоды; трилобиты и брахиоподы редки. Пласты имеют регрессивное строение, с переходом вверх тонкослоистого пакстоуна в массивный грейн-пакстоун и грейнстоун в большинстве разрезов (рр. Лопухинка–Лава). В западных

разрезах глинта (Копорье) нижние «кости» представлены однородным пластом грейнстоуна (8 см), на восточных (р. Волхов у с. Плеханово¹) – одним градационным слоем мощностью 5 см с эрозионной подошвой, с переходом вверх от грейнстоуна с биокластами в оболочках ила к пакстоуну и биотурбированному вакстоуну.

Стратификация. Пакстоуны обладают тонкой (0,5–2 см) эрозионной стратификацией; в кровлях элементарных слоев сохранились остатки размытой полосы фосфатной импрегнации (далее – «импрегнации») белесого цвета, глубиной до 7 мм, приуроченные к возвышениям рельефа (рис. 1, фиг. 1–4). Там же наблюдаются невысокие, до 2–4 см, эрозионные останцы, в которых увеличивается мощность импрегнации до 1 см и наблюдается потемнение ее цвета до темно-серой за счет роста концентрации P_2O_5 . На вершинах останцов появляются более илистые микроструктуры (вакстоун), указывающие на первоначальную градационную сортировку слоев. Наиболее высокие останцы бронированы ортоцераконами (фиг.3), которые как бы стоят на «подставках» из недоразмытого осадка. По мере перехода пакстоуна в грейнстоун импрегнация оказывается эродированной все сильнее, вплоть до ее полного исчезновения в слоях со структурой грейн-пакстоуна; стратификация при этом становится неразличимой.

Рециклинг. Свидетельствами переотложения и структурного созревания карбонатного осадка при формировании пластов пакстоуна/грейнстоуна являются многочисленные раковины-интракласты, диагностируемые по литологически отличному от фонового осадка заполнению (фиг. 1, 3-7) и имеющие эрозионный контакт с вмещающей породой. По нашим наблюдениям, к раковинам-интракластам можно отнести подавляющее большинство фоссилий, заключенных в нижних и верхних «костях». Скорее всего, крупные раковины-интракластов, аналогичные по гидравлической крупности крупной гальке и небольшим валунам, не испытали значимого латерального перемещения. Это относится к ортоцераконам наутилоидей (длина 2-30 см, диаметр 2-4 см), полусферическим мшанкам (до 6 см) и раковинам гастропод (до 4 см).

Ортоцераконы-интракласты служат источником разнообразной седиментологической информации. В отложениях кундаского горизонта почти все они на ранней стадии захоронения утратили верхние (очевидно, выступавшие из осадка) части за счет растворения раковинного арагонита придонной (?) водой [1,2]. Параллельно лежащие «усеченные» ортоцераконы в пластах пакстоуна/грейнстоуна часто возвышаются на «подставках» из недоразмытого осадка. С обваливанием последних, по видимому, связано появление стоящих на боку или перевернутых «усеченных» ортоцераконов (фиг. 5). Срезанные края большинства ортоцераконов не совпадают с эрозионными поверхностями, располагаясь ниже или значительно выступая над ними (фиг. 2, 4, 5), что также обусловлено размывом и переотложением осадка. Реликтовое заполнение разнообразно по типу микротекстур (чаще – илистое, типа вак- и мадстоуна), интенсивности импрегнации и микротекстуре (градационное, биотурбированное). История формирования биокластовых пластов может быть проиллюстрирована на примере образца из нижних «костей» карьера Путилово.

¹ Нижние «кости» здесь образуют верхнюю часть второго «белого слоя» В.В. Ламанского (1901).

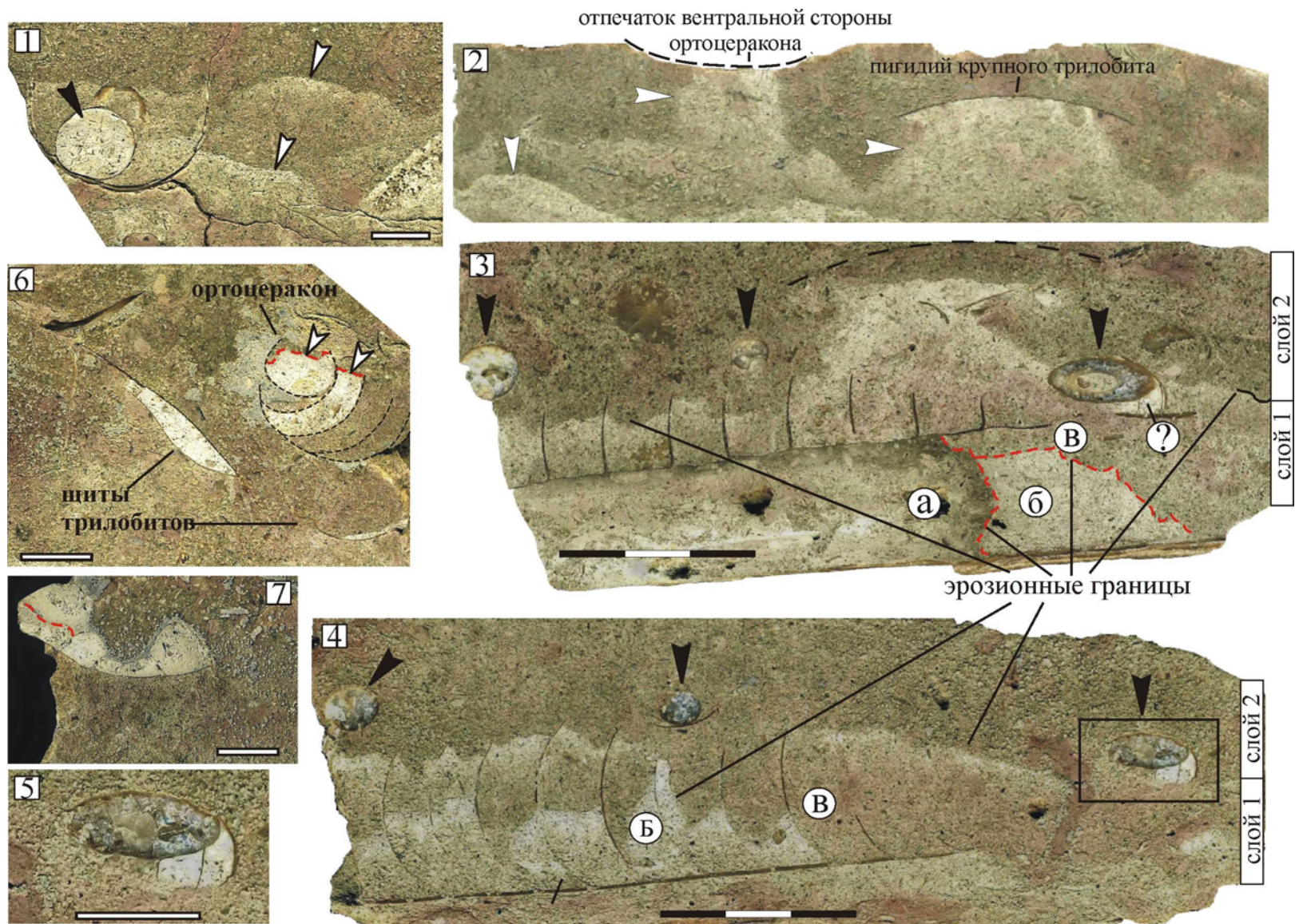


Рис. 1. Текстурно-тафономические особенности нижних «костей». Образцы на фиг. 1, 2 и 4–7 протравлены HNO_3 для усиления яркости импрегнации. Все спилы – вкрест напластования, длина масштабной риски 1 см. Образцы на фиг. 1, 2, 6, 7 происходят с р. Лавы, фиг. 3–5 – из карьера Путилово. **Фиг. 1** – соотношение эрозионных поверхностей (белые стрелки) с ортоцеракон-интракластом в пакстоуне; ортоцеракон распилен поперек, края «усеченной» раковины возвышаются над поверхностями эрозии, которые прослеживаются и внутри воздушных камер; сифон ортоцеракона (черная стрелка) контрастирует илистой структурой заполнения с вмещающей породой, а его сильной и глубокой фосфатизацией – с поверхностями эрозии. **Фиг. 2** – стратификация пакстоуна: видны две поверхности эрозии с остатками размытой белесой импрегнации, в рельефе верхней выделяются останцы, бронированные фоссилиями. **Фиг. 3–5** – объяснение см. в тексте. **Фиг. 6, 7** – раковины-интракласты с илистым и сильно фосфатизированным белым заполнением в грейн-пакстоуне: фиг. 6 – гастропода *Pararaphistoma sp.*, лежащая умбулюсом вниз. фиг. 7 – фрагменты трилобитов и «усеченный» ортоцеракон (косой срез); стенки последнего растворены в диагенезе (прорисованы пунктиром), сверху виден эрозионный контакт заполнения и вмещающей породы.

Рециклинг. Свидетельствами переотложения и структурного созревания карбонатного осадка при формировании пластов пакстоуна/грейнстоуна являются многочисленные раковины-интракласты, диагностируемые по литологически отличному от фонового осадка заполнению (фиг. 1, 3-7) и имеющие эрозионный контакт с вмещающей породой. По нашим наблюдениям, к раковинам-интракластам можно отнести подавляющее большинство фоссилий, заключенных в нижних и верхних «костях». Скорее всего, крупные раковины-интракластов, аналогичные по гидравлической крупности крупной гальке и небольшим валунам, не испытали значимого латерального перемещения. Это относится к ортоцераконам наутилоидей (длина 2-30 см, диаметр 2-4 см), полусферическим мшанкам (до 6 см) и раковинам гастропод (до 4 см).

Ортоцераконы-интракласты служат источником разнообразной седиментологической информации. В отложениях кундаского горизонта почти все они на ранней стадии захоронения утратили верхние (очевидно, выступавшие из осадка) части за счет растворения раковинного арагонита придонной (?) водой [1,2]. Параллельно лежащие «усеченные» ортоцераконы в пластах пакстоуна/грейнстоуна часто возвышаются на «подставках» из недо-размытого осадка. С обваливанием последних, по видимому, связано появление стоящих на боку или перевернутых «усеченных» ортоцераконов (фиг. 5). Срезанные края большинства ортоцераконов не совпадают с эрозионными поверхностями, располагаясь ниже или значительно выступая над ними (фиг. 2, 4, 5), что также обусловлено размывом и переотложением осадка. Реликтовое заполнение разнообразно по типу микротекстур (чаще – илистое, типа вак- и мадстоуна), интенсивности импрегнации и микротекстуре (градационное, биотурбированное). История формирования биокластовых пластов может быть проиллюстрирована на примере образца из нижних «костей» карьера Путилово.

Образец, показанный на рис. 1, фиг. 3,4, состоит из элементарных слоев 1 и 2 (вакпакстоун и пакстоун), разделенных поверхностью эрозии с остатками белой импрегнации. На фиг.3 в кровле нижнего слоя виден останец с более илистой вершиной и более мощной полосой импрегнации. Останец бронирован крупным раковинным фрагментом, растворенным в процессе диагенеза (отмечен пунктиром); в данном сечении фрагмент не соприкасается с вершиной останца. Слой 1 заключает крупный обломок «усеченного» ортоцеракона, через который были сделаны два параллельных спила на расстоянии 1,5 см: через сифон (фиг. 3) и через воздушные камеры (фиг.4). В сифоне обнаружены три генерации заполнения (а-в) с эрозионными контактами, из которых лишь последняя (в) отвечает вмещающему пакстоуну. Генерации «а» и «б» – представлены биокласто-иловыми осадками со структурой, варьирующей от вакстоуна до мадстоуна, с неотчетливой градационной сортировкой, нарушенной биотурбацией. Генерация «а» отмечена каемкой темно-серой фосфатизации по внешнему краю (справа и вверху); каемка параллельна эрозионной границе, что, скорее всего, говорит о ее развитии по эрозионному рельефу. Генерация «б» отмечена слабой белесой импрегнацией; по-видимому, она же образует заполнение воздушных камер на фиг. 4.

На обоих спилах вблизи границы слоев 1 и 2 видны апикальные части ортоцераконов с сильно «усеченными» септами, ориентированные примерно перпендикулярно плоскости спила (черные стрелки). На фиг. 4 все они как будто лежат в подошве слоя 2. Крайний справа ортоцеракон ориентирован «урезанными» септами вниз (т.е. он была опрокинута в процессе переотложения), причем между септами видно слабо фосфатизированное (белое) заполнение со структурой мад-вакстоуна (фиг. 5). Однако, на фиг. 3 видно, что он лежит в

кровле слоя 1; его заполнение, таким образом, древнее генерации «в», но соответствует ли оно «а», «б», или представляет самостоятельную генерацию – неясно.

Выводы. Формирование пластов биокластовых пакстоунов/грейнстоунов происходило во время регрессивных максимумов за счет переотложения и механической дифференциации осадка – как исходного, так и переработанного более ранними турбулентными событиями. Характер стратификации и тафономические особенности «костей» указывают на чередование:

– высокоэнергетических турбулентных событий, сопровождавшихся эрозией ранее отложенных осадков и их переотложением с образованием градационного слоя (а) или выносом (б).

– длительных периодов ненакопления, зафиксированных в виде неглубокой фосфатизации кровли градационного слоя или обнаженной эрозионной поверхности.

В стратификации нижних «костей» зафиксирован процесс амальгамации нижних (губозернистых) частей градационных слоев, происходивший за счет размыва их илистых «верхушек» перед отложением каждого нового слоя. Реликты существенно илистых осадков в пластах пакстоуна/грейнстоуна указывают на отсутствие активной гидродинамики между турбулентными событиями, а фосфатизация этих осадков является косвенным признаком длительности этих затишных стадий. Иными словами, пласты пакстоуна/грейнстоуна формировались ниже базиса обычных волн. Судя по отчетливо симметричной, устьями в противоположные стороны, ориентировке ортоцераконов наутилоидей, природа турбулентных событий была исключительно волновой: симметричное распределение удлиненно-конических раковин является индикатором придонных осциллирующих течений, возникающих при деформации волн (в отличие от асимметричного распределения – индикатора течений).

Указанные признаки пластов пакстоуна/грейнстоуна позволяют интерпретировать их как своеобразные проксимальные темпеститы. Наличие градационной сортировки и отсутствие бугорчатой косої слоистости служат индикатором относительно низкой энергии штормовых процессов. Проксимальный облик темпеститов был обусловлен низкой продуктивностью карбонатной фабрики и отсутствием морской цементации, что на регрессивных стадиях привело к неоднократному вовлечению осадков в процесс штормового переотложения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 10-05-00973а.

Литература

1. Балашов З.Г. Эндоцератоидеи ордовика СССР. Л., 1968. 279 с.
2. Искюль Г.С. Холодноводные и тропические карбонаты в среднем и позднем ордовике северо-запада России: эволюция седиментогенеза. Материалы I Конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти А.П. Карпинского. ВСЕГЕИ, 2009. с. 35-37.

ТИПЫ ПЛУТОНОВ

Козырева В.Л.

ГГУ, г. Гомель, Республика Беларусь, E-mail: *kozyrewa.viky@yandex.ru*

Внутреннее строение магматических тел связано с их формой и обусловлено механизмом внедрения магмы, ее физическими свойствами, глубиной остывания расплава, соотношением с вмещающими породами, характером движения магмы и вмещающих пород во время становления магматического тела, распределением летучих и условиями их отделения, а также от степени раскристаллизации расплава ко времени его формирования. Поэтому существуют различные типы интрузивных тел (плутонов). Плутоны – это самостоятельные глубинные тела магматического происхождения.

TYPES OF PLUTONS

Kozyrava V. L.

GSU, Gomel, Republic of Belarus, E-mail: *kozyrewa.viky@yandex.ru*

The internal structure of magmatic bodies due to their form and is caused by the mechanism of magma, its physical properties, depth of cooling of the melt, the ratio of the host rocks and the nature of the movement of magma and enclosing rocks during the formation of the rock body, the distribution of volatile and the conditions of their offices, as well as on the degree of раскристаллизации melt by the time of its formation. Therefore exist different types of Intrusive bodies (plutons). Plutons is independent deep-the body of a magmatic origin.

Вулканическая деятельность сопровождается излиянием магматических расплавов на дневную поверхность, вследствие чего происходит свободное выделение газов. В плутонах магматические расплавы заключены в раму из вмещающих пород. В каждом плутоне устанавливается равновесие между внутренними силами интрузии и внешними, возникающими в результате противодействия вмещающих пород. Борьба внутренних и внешних сил интрузии приводит к большому разнообразию типов плутонов. Иногда интрузия заключается в пассивную раму, в других случаях наблюдается активное поведение интрузии и рамы, и, наконец, бывают случаи, когда активность рамы значительно преобладает над активностью интрузивного тела. В соответствии с различными соотношениями между внутренними и внешними силами структура плутонов характеризуется типичными для каждого случая особенностями.

Форма плутонов различна в зависимости от структуры вмещающих пород. По положению и форме плутоны подразделяют на горизонтальные, вертикальные, наклонные, пирамидальные, куполообразные, клиновидные, пластовые, конические, ветвистые, древовидные, кольцевые, сложные и т.д. Формы интрузивных тел во многом определяются и механизмом внедрения магмы. По механизму формирования различают тела инъекционные (внедрившиеся) и тела, образовавшиеся путем магматического замещения. Первые внедряются под напором в открытые трещины или между слоями пород, нередко смещая их относительно друг друга. Вторые занимают свое место, заместив бывшие толщи путем флюидномагматического преобразования вмещающих пород без нарушения их залегания.

В зависимости от глубинности формирования плутоны разделяют на глубинные (абиссальные) и тела малой глубины (гипабиссальные). А в соответствии с морфологической классификацией среди них различают согласные и несогласные тела. К согласным относятся пластообразные интрузивные залежи или силлы, лополиты, лакколлиты, мигматит-плутоны. Среди несогласных интрузивных тел выделяют: интрузии центрального типа, дайки, кольцевые дайки, жилы, штоки, батолиты.

По величине различают плутоны первой величины и порядка, которые представляют или замещают целые большие глыбы или цельные структурные единицы; плутоны второй величины, которые являются частями крупных структурных единиц или появляются на их границах, и плутоны третьей величины, нередко являющиеся частями более крупных плутонов.

Интрузивные тела, независимо от того, простые они или сложные, как правило, неоднородны. Контактные поверхности с вмещающими породами могут быть ровными, зубчатыми, волнистыми и инъекционными, резкими или постепенными. Резкие контакты свидетельствуют о внедрении горячей магмы в холодные породы; постепенные контакты образуются при внедрении магмы в сильно нагретые окружающие породы. Обычно такие взаимоотношения интрузивных пород с вмещающими распространены на самых больших глубинах или в случаях магматического замещения окружающих [2].

По отношению контакта к тектонике и структуре вмещающих пород различают плутоны конкордантные и дискордантные, по отношению внутренней тектоники и структуры плутона к поверхности контакта – конформные и дисконформные, по отношению внутренней тектоники и структуры к структуре вмещающих пород – гармоничные и дисгармоничные.

По типу строения рамы плутоны подразделяют на плутоны кристаллических щитов, плутоны разломов, плутоны столовых гор и плутоны складчатых областей; по отношению к тектоническому строению и структуре вмещающих пород – ядерные плутоны, располагающиеся целиком в каком-либо одном геологическом комплексе, пограничные плутоны, располагающиеся на границе двух комплексов или формаций, трещиноватые плутоны, антиклиналь-плутоны, синклинал-плутоны, продольные и поперечные плутоны.

Плутоны кристаллических щитов

Плутоны кристаллических щитов располагаются на больших глубинах. Вмещающие горные породы под действием высокой температуры и большого гидростатического давления становятся пластичными и ведут себя почти так же, как магматический расплав интрузии. В результате как в плутоне, так и во вмещающих породах возникают одинаковые структуры. В этих плутонах широко распространены первичные гнейсовые фации. Преобладают кислые и гранитные породы. В кристаллических щитах кроме плутонов, сформировавшихся на большой глубине, часто встречаются плутоны, сформировавшиеся на небольших глубинах, с гранитными структурными фациями пород.

Плутоны складчатых и покровных областей

В плутонах складчатых и покровных областей есть признаки внедрения их в ограниченное и неоднородное пространство. Их структура формируется во время движения магмы.

Интрузия следует по путям, первоначально занятым вмещающими породами, и пространство, занимаемое плутоном, прежде принадлежало этим вмещающим породам.

Интрузия использует пограничные зоны и пустоты, возникающие при складчатости, выполняет их и, воздействуя на стенки полости, расширяет ее.

Плутоны складчатых областей приурочены к длинным и узким зонам и располагаются удлиненными осями вдоль складчатых зон – продольные плутоны, или поперек к этим зонам – поперечные плутоны.

Интрузии могут совершаться во время горообразовательных процессов и после них. Поэтому различают претектонические (образовались до основных тектонических движений и под их действием претерпели коренные изменения), синтетектонические или синкинематические (образовались во время горообразовательных процессов и двигались вместе с вмещающими породами) и посттектонические плутоны (движения магматических масс совершались в жестких вмещающих породах).

Атектонические плутоны возникают, в противоположность первым трем типам, вне связи с горообразовательными процессами и встречаются редко.

Плутоны областей разломов и столовых гор

Плутоны этого типа встречаются значительно реже, чем плутоны складчатых областей. Магматические массы при формировании плутонов данного типа вынуждены преодолевать большое сопротивление рамы и завоевывать пространство. Такие плутоны располагаются на небольшой глубине.

По петрографическому составу плутоны разломов и столовых гор резко отличаются от плутонов складчатых областей. В первом случае имеют широкое распространение плутоны щелочного состава, в то время как породы складчатых областей сложены породами щелочноземельного типа [1].

Литература:

1. Елисеев Н. А. Структурная петрология Л: Издательство ленинградского государственного университета им. А. А. Жданова, 1953. 309 с.
2. Емельяненко П. Ф., Яковлеа Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: МГУ, 1985. 248 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ АРАЛО-КЫЗЫЛКУМСКОГО ВАЛА

Корбутяк А.Н.

МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: *korbutyakan@mail.ru*

В данной работе представлена эволюция представлений о геологическом строении и тектонической позиции Арало-Кызылкумского вала. Также в работе рассматривается 3-хмерная модель вала, построенная автором на основе интерпретации 2D-сейсмических материалов. В результате установлено, что тектоническое поднятие Арало-Кызылкумского вала является альпийской положительной структурой, сформированной над раннекиммерийской системой грабенов в новейшем поле напряжений, что влечет за собой изменение взглядов на строение подобных нефтегазоносных структур, а также возможность использования структурно-геологических подходов к анализу их перспектив.

EVOLUTION OF IDEAS ON THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE ARAL-KYZYLKUM SHAFT

Korbutyak A.N.

MSU, Moscow, Russia, E-mail: *korbutyakan@mail.ru*

This paper presents the evolution of ideas on the geological structure and tectonic position of the Aral-Kyzylkum shaft. Also in the paper the 3-dimensional model of the shaft, constructed by the author based on the interpretation of 2D-seismic data. The result found that the tectonic uplift of the Aral-Kyzylkum shaft is alpine positive structure, formed over graben system in the latest stress field, which entails a change of view on the structure of such oil and gas structures, as well as the use of structural and geological approaches to the analysis of their prospects.

Арало-Кызылкумский вал расположен в Приаральском регионе, относящемся к Северо-Туранской плите и крупной нефтегазоносной провинции. Несмотря на то, что первые работы по его изучению были опубликованы почти 100 лет назад [1], степень его геологической изученности все еще очень слабая, но в связи с возрастающим интересом к нефтегазоносности этого региона, его изучение резко усилилось. Геологическая интерпретация современных 2D-сейсмогеофизических материалов по Арало-Кызылкумскому валу показала новые данные о его строении, в связи с этим необходимо проследить эволюцию представлений о геологическом строении вала.

Целью работ Д.Архангельского в начале XX в. было изучение Южного Приаралья и составление детальной геологической карты Туркестана, охватывавшей дельту Аму-Дарьи и Хивинские владения, включая Султан-Увайс и северо-западные Кызылкумы. Его внимание привлекла узкая полоса поднятий меловых пород, ограниченная с запада и востока третичными отложениями. Эта полоса пересекает в меридиональном направлении Аральское море и продолжающаяся на юг в пустыню Кызыл-Кум [2]. В ее составе А.Д. Архангельский отметил дислоцированные выходы мела в р-не п-ва Куланды на северном берегу Аральского моря, островов Николая (Возрождения) и Токмак-Ата (Муйнак), мыса Актумусук, холмов Кубатау, Борлытау, Крантау, Ходжейли и Бештюбе в Юж-

ном Приаралье. Далее полоса прослеживается к востоку, меняя свое простирание на юго-восточное, а дальше на широтное, она протягивается к Султан-Увайсу. Эти Аральские и Кызылкумские выходы меловых пород А.Д. Архангельский предложил назвать Арало-Кызылкумским меловым валом.

В хребте Султан-Увайс из-под меловых пород выходят древние кристаллические сланцы, мраморы и изверженные породы. Появление этих пород, по мнению А.Д. Архангельского, делает несомненным тот факт, что в основе Арало-Кызылкумского вала залегают древние метаморфические и изверженные породы, являющиеся подземным продолжением Урала [3].

Однако, А.И.Смолко [6] отрицал существование Арало-Кызылкумского вала, считая, что А.Д. Архангельский построил его «на основании случайных выходов меловых пород, которые в других местах перекрываются горизонтально залегающими третичными и современными отложениями». Несмотря ни на что, А.Д. Архангельский [3] пишет, что «сопоставляя все факты, легко можно придти к заключению, что Урал через посредство подземного фундамента Арало-Кызылкумского вала ... связывается в одно целое с южными дугами Тянь-Шаня».

В 1940–1950-е годы в Приаральском регионе работал А.Л. Яншин, который пришел к выводу, что в Приаралье и на Устюрте наблюдается унаследованность плитного чехла от структур фундамента [8], которая на протяжении мезозойской и кайнозойской истории отражала структурные черты погребенного складчатого фундамента. Установив повсеместную дислоцированность мезозойских и кайнозойских толщ в Приаралье и на Устюрте, А.Л. Яншин скептически отнесся к представлениям А.Д. Архангельского об Арало-Кызылкумском вале, в которых он видел попытку увязать между собой известные в то время разрозненные дислокации меловых и третичных пород, механически соединить несколько несвязанных между собой унаследованных антиклинальных структур и представить их единой крупной дислокацией среди обширной площади распространения горизонтально залегающих молодых осадков.

Арало-Кызылкумский вал как единая структура, по заключению А.Л. Яншина, не существует ни в палеозойском складчатом основании, ни в мезозойско-кайнозойском чехле. Дальнейшее развитие представлений о геологии Приаралья было во многом обусловлено этим выводом [7]. Так на тектонических картах СССР, изданных под редакцией Н.С. Шатского, в противоположность схемам А.Д. Архангельского, структурных связей между Уралом и Тянь-Шанем не показано, и Уральская и Тянь-Шаньская складчатые системы оказались разобщенными.

Начиная с 50-х г. в Южном Приаралье и Кызылкумах начались площадные геофизические работы. Исследованиями Д.В. Злобина и В.И. Павловского установлено наличие Арало-Кызылкумского разлома северо-западного простирания с резким погружением палеозойского фундамента к западу от него и наличие идущего вдоль разлома валообразного поднятия палеозойского фундамента – Амударьинского вала, соответствующего Арало-Кызылкумскому валу А.Д. Архангельского. Дальнейшие исследования подтвердили существование Амударьинского вала в кровле фундамента.

В 1960-х г. в Южном Приаралье начались обширные геологосъемочные, буровые и сейсмические работы, которые установили, что под маломощными голоценовыми наносами Амударьи от хр. Султан-Увайс до п-ва Муйнак протягивается широкая полоса выходов меловых пород [7], постепенно меняющая протирание от широтного на юго-востоке

до строго меридионального на севере, т. е. полностью соответствующая тому структурно-му плану, который воссоздал А.Д. Архангельский по выходам мела из-под амударьинских наносов. Как показало профильное бурение и сейсмические работы, поднятие меловых пород, в целом, соответствует валообразному поднятию палеозойского фундамента.

В 1970-х г. Н.Я. Кунин [4], проведя различные геофизические исследования, установил, что Арало-Кызылкумский вал имеет вид «двояковыпуклой линзы»: поднятие по горизонтам в кайнозое и позднем мезозое и прогиб – по отложениям триаса и более древним. Также он отмечает, что инверсионная структура данного вала, хотя и является следствием особого тектонического развития данной части Туранской плиты [5], не единственна в своем роде: Горно-Мангышлакское поднятие сформировано над пермо-триасовым прогибом, Южно-Эмбинское – на месте прогиба в раннем-среднем палеозое).

В результате проведенного литературного анализа видно, что представления А.Д. Архангельского о существовании Арало-Кызылкумского вала оказались верны, но как показали последние геофизические исследования под данным валом не обнаруживается никаких выступов палеозойского фундамента.

Для южного сегмента Арало-Кызылкумского вала на основании детального структурно-геологического анализа 2Д сейсмического материала мною создана трехмерная модель (рисунок) глубинного геологического строения, согласующаяся с этапностью развития региона. В основу тектонической интерпретации структуры положены современные представления о тектонофизических закономерностях развития сдвиговых деформаций в осадочном чехле. Создание геологической модели включало следующие этапы анализа геологической ситуации:

Во-первых, выделение структурно-вещественных комплексов, отвечающих последовательным тектоническим режимам в истории региона: становлению герцинского сложнопдеформированного фундамента, позднекиммерийского (триас-раннеюрского) рифтогенеза и альпийских (позднекайнозойских) деформаций.

В сейсмическом массиве выделены и прокоррелированы следующие отражающие горизонты: нижнемеловой K_{1nc} , верхнеюрский J_3 и пермь-триасовый $P_3?-T$. Структурные особенности этих горизонтов характеризуют этапы развития данной территории: горизонты $K_{1nc} - J_3$ – отражают сравнительно молодые альпийские деформации, а морфология горизонта $P_3?-T$ связана с более древними киммерийскими деформациями.

По откоррелированным горизонтам J_3 и $P_3?-T$ были построены структурные поверхности, сочетание которых рассматривается как 3х-мерная модель Арало-Кызылкумского вала. На поверхности $P_3?-T$ выявлена грабенообразная структура, находящаяся непосредственно под валом, выделенном по поверхности J_3 . Этот факт идет в разрез с представлениями А.Д.Архангельского о палеозойских выступах фундамента в основании вала.

Во-вторых, выполнено трассирование разрывных нарушений с формированием трехмерного разломного каркаса блока земной коры. Установлено, что разломы в пределах сводовой части Арало-Кызылкумского вала группируются в положительные «цветковые структуры», характерные для проявления сдвиговых деформаций в осадочном чехле, связанных со смещениями в нижележащем складчатом фундаменте. На сейсмопрофилях также отмечено, что борта раннекиммерийского грабена и поднятия в его центральной части являются концентраторами напряжений, из которых «растут цветковые структуры». Особенности тектонической нарушенности осадочного чехла, в целом характерны для проявления деформаций сдвига. Региональный Арало-Кызылкумский сдвиг принадлежит

к поздней стадии развития главного сместителя, рассекающего весь разрез осадочного чехла. Отмечена характерная для сдвигов различная амплитуда смещения по разрывам на разных глубинных уровнях разреза. В нижних его частях смещения почти не наблюдаются (преобладают латеральные сдвиговые смещения), а в верхних же – она довольно хорошо прослеживается. Различна также высота проникновения разрывов в осадочный чехол. Этот факт не может маркировать время разломообразования, он всего лишь показывает их ранг. По сейсмическим данным выделены элементы сдвигового парагенеза и выявленные разрывы осадочного чехла объединены в сдвиговые веера. В пределах сводовой части вала в чехле наблюдается интенсивная нарушенность разреза.

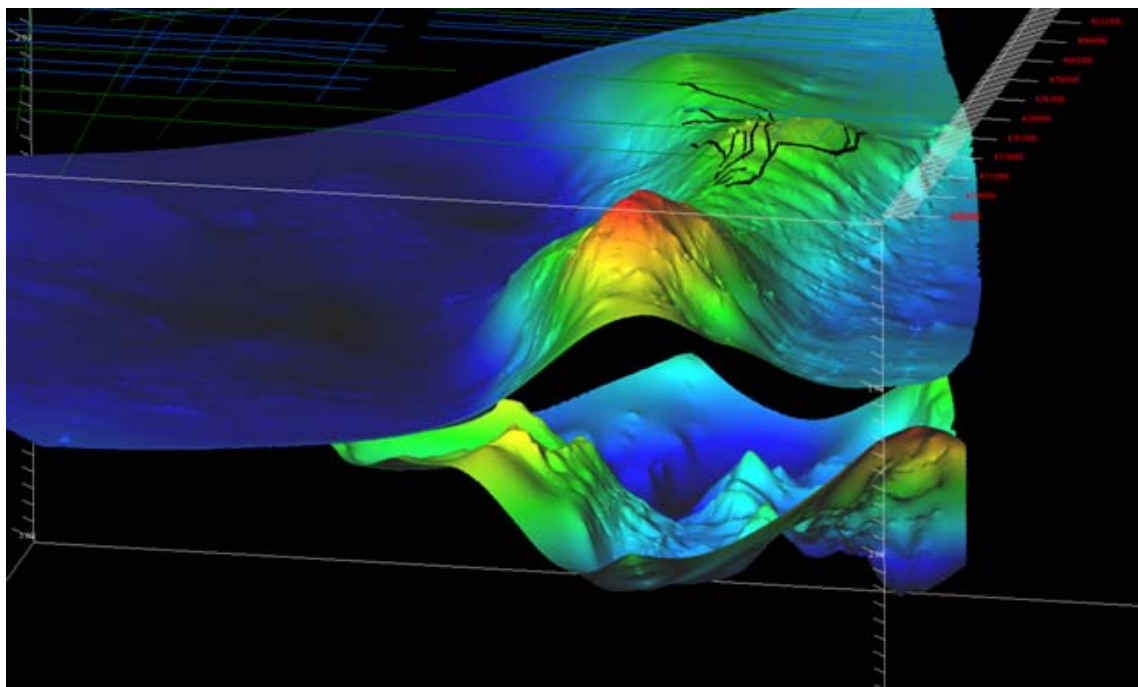


Рисунок 3D структурная модель строения Арало-Кызылкумского вала

На основании приведенных выше данных обосновывается тектоническая природа вала, как структуры крупного регионального сдвига, формирующегося в альпийское время в обстановке региональной транспрессии. Таким образом, тектоническое поднятие Арало-Кызылкумского вала является альпийской положительной структурой, сформированной над раннекимерийской системой грабенов в новейшем поле напряжений, что влечет за собой изменение взглядов на строение подобных нефтегазоносных структур, а также возможность использования структурно-геологических подходов к анализу их перспектив.

Литература

1. Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. Тр. Геол. ком-та, нов. серия, вып. 152. 1916.
2. Архангельский А.Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 12. 1931.
3. Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Т. 1, 2. Изд. Четвертое, ОНТИ, 1941, 1948.
4. Кунин Н.Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. Тр. ВНИИГРИ, вып. 147. 1974.
5. Кунин Н.Я. Строение Арало-Кызылкумского вала по геофизическим данным. М.: «Недра». «Советская геология», вып. 3. 1978.

6. Смолко А.И. Тектоника и нефтегазоносность Юго-Западного Приаралья. Тр. НИИ КК АССР, вып. 7. 1936.
7. Шульц С.С (мл.). Геологическое строение зоны сочленения урала и тьянь-Шаня. М.: Недра. 1972.
8. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. М.: Госгеолиздат, 1953.

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ПАЛЕОВРЕЗОВ НА СЕВЕРЕ ПРИБАЛТИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Кротова-Путинцева А. Е.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *avacha2001@rambler.ru*

Реконструирована дочетвертичная поверхность севера Прибалтийской низменности и Валдайской возвышенности. Палеоврезы, прорезающие эту поверхность, рассматриваются как фрагменты речной палеосистемы впадины Балтийского моря, дренировавшей Фенноскандию и северо-запад Восточно-Европейской платформы в кайнозое. Работы проводились в рамках создания комплекта листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения О-35 – Псков, О-36 – Санкт-Петербург.

GENESIS AND AGE OF PALEOINCISIONS IN THE NORTHERN BALTIC LOWLAND AND THE VALDAI HILLS

Krotova-Putintseva A. Y.

VSEGEI, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *avacha2001@rambler.ru*

Pre-Quaternary surface of the northern Baltic Lowland and the Valdai Hills was reconstructed. Paleoincisions cutting through this surface are considered to be fragments of the paleoriver network of the Baltic Sea depression, which drained the Fennoscandia and the northwestern East European Platform during the Cenozoic. Investigations were held in the framework of compilation of the State Geological Map at 1:1 000 000 scale (third generation), sheets O-35 – Pskov, O-36 – Saint Petersburg.

Введение

На территории северо-запада Восточно-Европейской платформы достаточно широко распространены долинообразные понижения, глубокооврезанные в коренные породы. Одни исследователи связывают их образование с действием ледникового выпаживания и ледникового размыва, другие считают, что главным фактором образования палеоврезов была эрозионная деятельность рек дочетвертичного возраста.

Сложность определения генезиса палеоврезов обусловлена тем, что, во-первых, достоверно установленных дочетвертичных аллювиальных образований в них не обнаружено. Во-вторых, большинство из них перекрыто толщей четвертичных отложений и поэтому не выражено в современном рельефе. Палеоврезы вскрыты рядом скважин и не прослежены на всем своем протяжении. Проблемным является и определение возраста палеоврезов.

Исследования выполнялись в рамках создания комплекта листов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения О-35 – Псков (с клапаном N-35), О-36 – Санкт-Петербург [8]. При создании геологической карты дочетвертичных образований была поставлена задача реконструкции поверхности дочетвертичных отложений, что необходимо для построения рельефа картируемой поверхности.

В данной статье рассматриваются вопросы генезиса и возраста палеоврезов.

Изучаемая территория

Изучаемая территория расположена на СЗ России в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и приурочена к северо-западной части Русской плиты, непосредственно примыкающей к южной окраине Балтийского щита.

В орографическом отношении описываемая территория, расположенная на северо-западе Восточно-Европейской (Русской) равнины, делится на две части: западную, прилежащую к Прибалтийской низменности с отметками поверхности над уровнем моря в основном до 100 м, и восточную, относящуюся к Валдайской возвышенности с отметками от 100 до 346 м.

Использованный материал и методы

В процессе работ использовались все изданные комплекты листов масштаба 1:200 000 на изучаемую и смежные территории, комплект ГК 1:1 000 000 (новая серия) [2], анализировались отчеты о результатах геолого-съемочных и тематических работ. В процессе исследований была создана база данных, включающая описания 2436 скважин. На ее основе была построена гипсометрическая карта поверхности дочетвертичных отложений с сечением горизонталей 25 м. При реконструкции дочетвертичной поверхности были учтены имеющиеся схемы строения этой поверхности в вышеперечисленных источниках, а также опубликованные работы по этому вопросу по северо-западу Восточно-Европейской платформы [6, 5, 3, 7, 2, 1 и др.]. Для выяснения хода геологических событий на изучаемой территории в Mz-Kz время привлекались материалы по геологическому строению и по истории геологического развития сопредельных территорий.

Рельеф поверхности дочетвертичных образований

Денудационный рельеф поверхности дочетвертичных образований, большей частью погребенный под неравномерным чехлом четвертичных отложений, формировался преимущественно на палеозойских терригенных и карбонатных осадочных породах, которые имеют пологомоноклинальное залегание со слабым падением к югу и юго-востоку, отражая погружение южного склона Балтийского щита. Под четвертичными образованиями последовательно с севера на юг выходят породы венда и нижнего кембрия, ордовика, девона и карбона [2,8].

В связи с тем, что поверхность дочетвертичных образований сложена пологомоноклинально залегающими породами различной устойчивости к денудации, здесь обособились куэстовые возвышенности – плато, которые чередуются с равнинами: «Кембрийская» и «Девонская» равнины, «Ордовикское» и «Карбоновое» плато. Нужно отметить, что названия этих элементов рельефа отражают не время их образования, а возраст отложений, которыми они сложены или в которых они выработаны [5, 2].

Поверхность дочетвертичных пород расчленена глубокими палеоврезами преимущественно с V-образным поперечным профилем. Днища многих из них залегают на низких абсолютных отметках (-128 оз. Копанское, -106 г. Санкт-Петербург, -119 железнодорожная станция Неболчи, -130 пос. Любытино, -117 в бассейне р. Полометь, -48 в районе Новгорода, <-55 в котловине оз. Ильмень, -73 в пос. Ляды, -70 у подножья Локновского поднятия). Палеоврезы заполнены толщей четвертичных образований в основном ледникового и водноледникового происхождения [2, 5, 1 и др.].

История геологического развития территории и возможные причины образования палеоврезов

Важнейшие этапы тектонического развития ВЕП были связаны с глобальными и суперрегиональными процессами плитной тектоники – формированием Лавразийского континента, образованием суперконтинента Пангея и его последующим распадом, столкновением Евразийской и Африканской литосферных плит. На изучаемой территории эти процессы нашли свое отражение в структурно-вещественных комплексах (СВК) и структурных ярусах (СЯ) осадочного чехла. Здесь по Кирикову В. П. [4, 8] выделяются нижневендский СВК (раннебайкальский СЯ), верхневендско-нижнекембрийский СВК (позднебайкальский СЯ), нижнекембрийско-ордовикский СВК (каледонский СЯ), девонско-нижнекаменноугольный СВК (раннегерцинский СЯ), нижнекаменноугольный-нижнепермский СВК (позднегерцинский СЯ). Однако, отложения, отвечающие киммерийскому и альпийскому СЯ (тектоническим этапам) в изучаемом регионе отсутствуют.

В это время (Mz-Kz) на западе происходили процессы, связанные с распадом Пангеи, который проявился в раскрытии Центральной и Северной Атлантики, что привело к формированию крупных морских бассейнов – Североморского и Западно-Европейского (Польско-Германского бассейна), который протягивался от Польши до Северного моря. Эти бассейны принимали продукты денудации (мощность кайнозойских отложений достигает 3,5 км) [10], источником сноса которых была территория Фенноскандии и северо-запада ВЕП.

В зоне сочленения Балтийского щита и плиты в легкоразмываемых вендских и кембрийских отложениях в результате длительных процессов денудации заложилась Балтийская котловина [3], по которой протекала палеорека (в европейских источниках Эриданос), дренировавшая огромную территорию от Ботнического залива и Лапландии на севере до Швеции на западе и до Финляндии, Финского залива, Прибалтийской низменности на востоке (рис. 1) [3, 9 и др.].

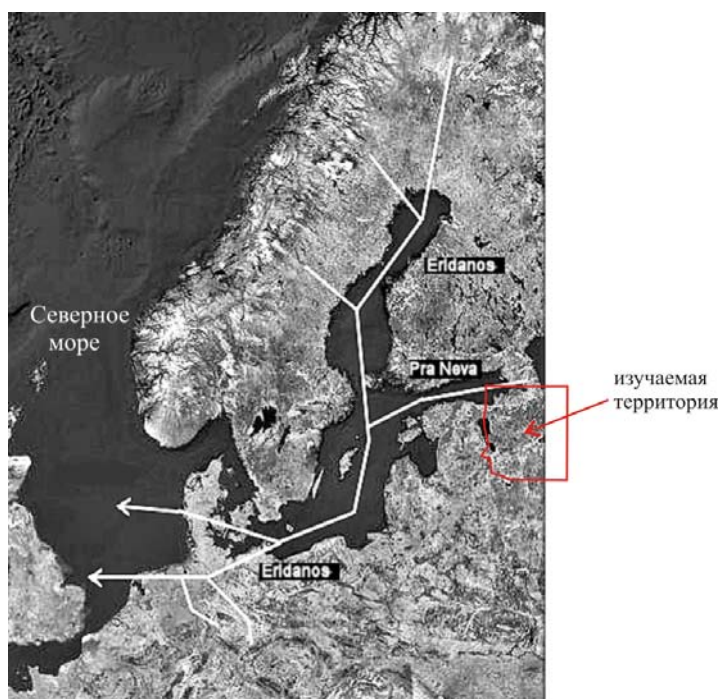


Рис. 1. Бассейн палеореки Эриданос. Репродукция рис. 1 из статьи F. Rhebergen [9].

Эта речная система сформировала дельту, отложения которой сохранились на территории Польши, Германии, Дании и Нидерландов. Мощность дельтовых отложений достигает 1,5 км. Возраст отложений – позднеолигоценовый, миоценовый, плиоценовый. В дельтовых отложениях диагностируются обломки, источником сноса которых была территория Фенноскандии и северо-запада ВЕП [9].

Таким образом, считаем, что установленные на изучаемой территории палеоврезы являлись частью этой речной системы.

Реконструкция речной палеосети

При построении дочетвертичной поверхности (рис. 2) палеоврезы рассматривались как фрагменты древней речной сети. Выделяются пра-долины рек Плюсы, Желчи, Луги, Волхова, Мсты, Свири, Ояты, Паши, Урьи и др.

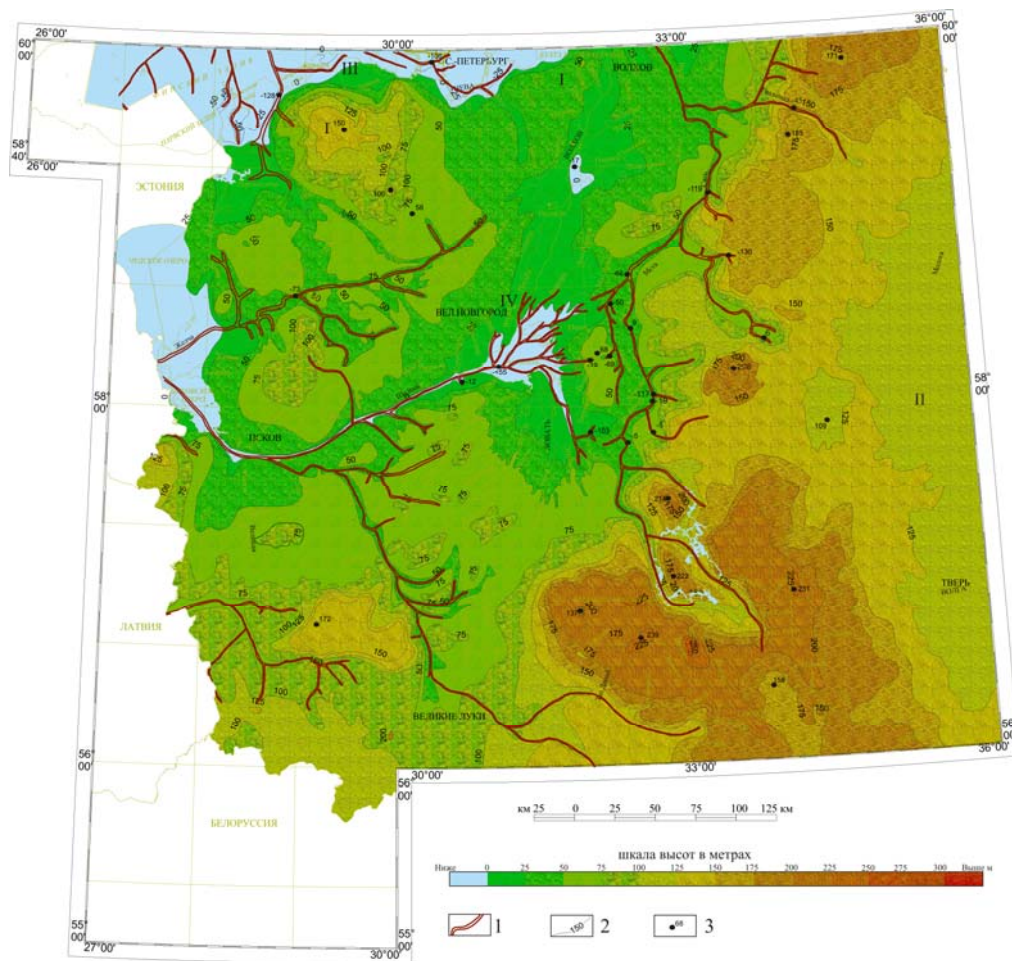


Рис. 2. Гипсометрическая карта поверхности дочетвертичных образований с элементами рельефа. Составили В. Р. Вербицкий и А. Е. Кротова-Путинцева [8]. Условные обозначения: 1 – предполагаемые палеодолины; 2 – изогипсы поверхности дочетвертичных образований, м; 3 – абсолютные отметки поверхности дочетвертичных образований, м; Основные элементы рельефа: денудационные плато: I – «Ордовикское», II – «Карбоновое», денудационные равнины: III – «Кембрийская», IV – «Девонская».

Как было сказано выше, основная разгрузка дочетвертичной речной сети на северо-западе Европы в кайнозое проходила по Балтийской впадине. В доледниковое время на

изучаемой территории существовало 2 два основных направления стока. Первое из них связано с магистральной долиной, протягивающейся вдоль западного основания современной Валдайской возвышенности («Карбонового» плато) в субмеридиональном направлении. Эта долина характеризуется наиболее глубокими отметками (до –130 м в скважине у пос. Любытино). По-видимому, она являлась основой дренирующей системы, сброс вод по которой был направлен в сторону современного Ладожского озера и далее в речную систему, проходящую по дну Балтийского моря [5, 1].

Второе направление связано с долиной, начинающейся в районе Бегловского вала (к востоку от Ильменской котловины), который был водоразделом. Сток по этой долине осуществлялся на запад, через палеодолину реки пра-Шелонь [1].

Анализ имеющихся материалов по строению дочетвертичной поверхности на более обширную территорию позволил по-новому реконструировать речную палеосеть в районе современного оз. Ильмень. В рельефе дочетвертичной поверхности к юго-западу от Ильменской котловины намечается понижение (оконтуривается горизонталью 25 м), к которому, вероятно, приурочена палеодолина (а.о. < -55, -12, -60 м), в которую впадали палеореки, дренирующие Ильменскую котловину, Лужское и Бежаницкое поднятие. Сток шел по линии рр. Шелонь – Череха – Пиуза и далее во впадину современного Рижского залива [8].

Результаты и выводы

1. Раскрытие Северной Атлантики в Mz-Kz время привело к формированию Североморского и Западно-Европейского бассейнов, которые были областями аккумуляции материала, сносимого с Фенноскандии и северо-запада ВЕП. На сегодняшний день в Северноморском бассейне установленная мощность кайнозойских отложений достигает 3500 м (четвертичных – 1000 м). Наличие мощных дельтовых отложений на территории от Польши до Северной Германии, Дании и Нидерландов указывают на то, что агентом транспортировки материала была многоводная река, существовавшая минимум с позднего олигоцена. Такой рекой была река Эриданос, дренировавшая территорию Фенноскандии и северо-запада ВЕП, в результате эрозионной деятельности которой сформировалась впадина Балтийского моря.

2. Установленные фрагментарно на изучаемой территории палеоврезы являлись частью этой речной системы. Время формирования палеоврезов от позднего олигоцена до нижнечетвертичного.

3. Построена гипсометрическая карта поверхности дочетвертичных отложений с элементами рельефа. Сделано предположение, что сток из Ильменской котловины, с Лужского и Бежаницкого поднятий шел на запад через рр. Шелонь-Пиуза и далее во впадину Рижского залива.

Литература

1. Вербицкий В. Р., Кямря В. В., Саванин В. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Ильменская. Лист О-36-XIV (Великий Новгород). Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(35), 36 – Ленинград. Отв. ред. А. С. Яновский. Л.: Мин-во геологии СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология», 1989. 212 с.
3. Геология и геоморфология Балтийского моря. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1:500 000. Ред. А. А. Григялис. Л.: Недра, 1991. 420 с.

4. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Кн. 1. Запад России. Ред. Б. В. Петров, В. П. Кириков. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006.
5. Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Отв. ред. Д. Б. Малаховский, К. К. Марков. Л.: Наука, 1969. 256 с.
6. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. АН СССР. Л: Наука, 1975. 278 с.
7. Раукас А. В., Таваст Э. Х. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин: Валгус, 1982. 194 с.
8. Свириденко М. М., Вербицкий В. Р. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту: «Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 по Северо-Западному, Уральскому, Западно-Сибирскому, Средне-Сибирскому и Дальневосточному регионам». 2010.
9. Rhebergen F. Ordovician sponges (Porifera) and other silicifications from Baltica in Neogene and Pleistocene fluvial deposits of the Netherlands and northern Germany // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2009. V. 58, № 1, P. 24–37.
10. Ziegler P. A. North-Western Europe: tectonics and basin development // A. J. van Loon (ed.): *Key-notes of the MEGS-II* (Amsterdam, 1978). *Geologie en Mijnbouw*. 1978. V. 57. P. 589–626.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗАЛИВЕ ЮРХАРОВСКИЙ (ТАЗОВСКАЯ ГУБА)

Логвина Е.А.¹, Гладыш В.А.¹, Усенков С.М.²

¹ ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия,
E-mail: *Liza_Logvina@mail.ru*, ² СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия

Комплексные исследования, проведенные в центральной части залива Юрхаровский (средняя часть Тазовской губы) в 2012 году, позволили отнести исследованный район к градации очень низкой литодинамической активности.

LITHODYNAMIC INVESTIGATIONS IN THE GULF OF YURKHAROVSKIY (TAZ BAY)

Logvina E.A.¹, Gladyshev V.A.¹, Usenkov S.M.²

¹ VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *Liza_Logvina@mail.ru*,
² SPbU, Saint Petersburg, Russia

Comprehensive study, conducted in the central part of the Gulf Yurkharovsky (middle part of Taz Bay) in 2012, allowed to refer the studied area to very low lithodynamic activity gradation.

С целью изучения литодинамических процессов в 2012 году в центральной части Юрхаровского залива (средняя часть Тазовской губы) были проведены комплексные инженерно-геодезические, -геологические и -гидрометеорологические исследования. Для решения поставленной цели решались задачи, направленные на оценку литолого-геоморфологических условий, динамики наносов, рельефа дна и берегов, и воздействия на дно ледяных образований.

Район исследований приурочен к центральной мелководной части Юрхаровского залива, к так называемому Юрхаровскому перекату. Данный участок Тазовской губы от м. Юмборсале до м. Находка, является аналогом мелководного полузамкнутого водоема со своими особенностями гидродинамического режима. Здесь уменьшается роль приливных явлений по сравнению с северным участком Тазовской губы, в то же время, возрастает влияние штормовых нагонов, величина которых возрастает до одного метра. Развитие волнения на этом участке ограничивается глубиной и размерами водоема (глубины не превышают 3 м), по этой причине оно не достигает такой силы, как в узкой северной части губы. Вследствие этого абразионные процессы здесь постепенно затухают и в большей степени проявляются аккумулятивные процессы.

Методы Исследования проводились с моторного катера «Спрут 420». Промер глубин осуществлялся двухчастотным однолучевым эхолотом «SIMRAD EA400SP» в масштабе 1:5000 (через 100 м). Следует отметить, что детальный промер глубин (М 1:5000) в этом районе ранее не проводился. В 1986–1989, 1991–1993 годах здесь, в ходе гидрографических работ был осуществлен промер через 350–750 м.

Геофизические исследования включали съемку гидролокатором бокового обзора (ГБО) «СОНИК-9Л» и непрерывное сейсмоакустическое профилирование. Съемка прово-

дилась по системе галсов В-3 на расстоянии не более 50 м. Полоса обзора ГБО составляла 37,5 м с перекрытием галсах > 30%.

Отбор проб донных грунтов (41 обр.) проводился зонтичной драгой ДЗ-0,005. Аналитические исследования, включающие гранулометрический состав, влажность, плотность и содержание ОВ, проводились в испытательной грунтовой лаборатории ООО «ГеоЛаб» (СПб).

Результаты Тазовская губа представляет собой часть Обского эстуария и является сложным природным объектом, сочетающим в себе множество разнообразных процессов и явлений. По последним оценкам [3], в дельтах рек Таз и Пур остается не более 50% стока взвешенных наносов (0,3-0,35 млн т.), поступающих к вершинам их устьевых областей. Остальная часть наносов выносится постоянными стоковыми течениями за пределы устьевых взморий и накапливается в Тазовской губе в виде «внешних устьевых баров» – отмелей, одним из которых является и Юрхаровский залив [1].

По интенсивности проявления литодинамических процессов подводный береговой склон залива Юрхаровский можно условно разбить на три зоны: первая – 200...300-метровая занимает пляж и осушку и простирается до отметок дна в -1 м (БСВ 77 г) [5]. Вторая зона простирается от отметок в -1 м до отметок дна в -2,6...-2,8 м (БСВ 77 г). Далее (третья литодинамическая зона) происходит постепенное повышение отметок дна до -2,3... -2,2 м – Юрхаровский пережат.

Берега Юрхаровского залива преимущественно аккумулятивного и аккумулятивно-абразионного типа, а выступающего с севера в залив мыса Неросаля – открытая приливно-отливная отмель.

В различные годы по данным гранулометрического состава поверхностных отложений были составлены литологические карты района [2; 4]. Преобладающим литологическим типом осадков здесь являются мелкозернистые (пылеватые) пески. Полученные нами данные не противоречат результатам исследований прошлых лет. Поверхностные донные отложения представлены пылеватыми песками с высоким содержанием ОВ. Влажность осадков изменяется в диапазоне 23-57%; при среднем значении 35%. Относительное содержания ОВ, выраженные через параметр потери при прокаливании, варьируются в пределах 1,4% – 5,1%, при среднем 2,7%. Пробы с наиболее тонкими фракциями осадка характеризуются максимальными значениями влажности и содержания органики.

Результаты съемки придонным профилографом подтвердили, что поверхностные отложения представлены песками. Об этом свидетельствует скорость пенетрации сейсмоакустического сигнала, не превышающая 1,0 м. Дно выражено «акустически плотными» грунтами с высокой отражающей способностью, что характерно для песков.

Результаты съемки ГБО также позволяют утверждать, что на всей исследованной площади преобладают грунты с высокой отражающей акустической способностью, характерной для песков.

Полигон исследований территориально относится к среднему участку Тазовской губы, где преобладает пологий рельеф дна. Наибольший перепад глубин составляет 60–70 см. В СЗ части полигона выделяется участок с большими, относительно всего полигона, глубинами (до 2,9 м) (рис. 1). Этот участок вытянут с СВ на ЮЗ и является частью естественного канала, соответствующего оси судоходного пути с севера Тазовской губы к п. Юрхарово (2,7–2,9 м БС 77г). Здесь проводились дноуглубительные работы. На монтаже сонограмм ГБО отчетливо просматривается СЗ граница проведения дноуглубления, которая

довольно слабо выражена в рельефе на батиметрии. В ЮВ части полигона в рельефе выделяется поднятие с глубинами 2,2–2,3 м (БС 77г) – СЗ часть Юрхаровского переката.

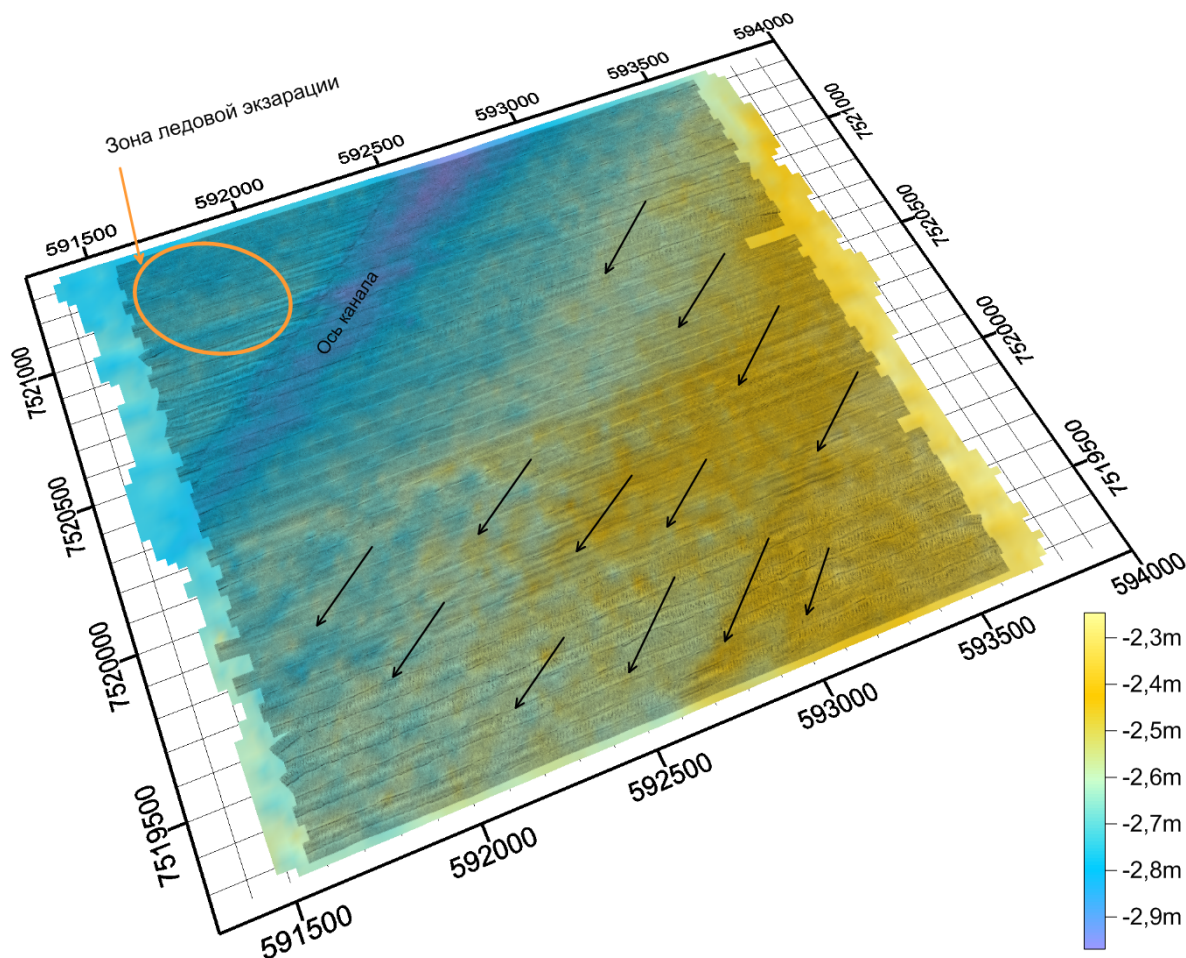


Рис. 1. Совмещенный планшет батиметрической карты и монтажа сонограмм ГБО. Черные стрелки – основное направление потока влекомых наносов.

Основной сток взвешенных наносов формируется реками Таз и Пур. Среднегодовые величины мутности в среднем составляют менее 25 г/м^3 . Наименьшие значения мутности ($2\text{--}15 \text{ г/м}^3$) приходятся на зимний период (декабрь-март), когда поверхностный смыв почвы отсутствует. Миграция влекомых наносов в районе исследований происходит под влиянием преобладающего ветрового волнения северных направлений в период отсутствия ледяного покрова (июль-октябрь). При значительной продолжительности северных ветров наблюдаются нагонные явления, что позволяет развиваться волнению с высотами до 1,5 м. Большие амплитуды волнения приводят к трансформации донных отложений в полувзвешенное состояние и к их сальтации в направлении с СВ на ЮЗ. Транзит наносов отражается в образовании протяженных аккумулятивных форм (подводных гряд), прослеживающихся на батиметрической карте и на монтаже сонограмм ГБО (рис. 1.). Наибольшая плотность гряд приурочена к мелководной части полигона с глубинами до 2,5 м, примыкающей к Юрхаровскому перекату. Отсутствие знаков ряби и небольшая высота подводных гряд, свидетельствуют о слабых процессах транзита и аккумуляции влекомых наносов.

Явные признаки ледовой экзарации наблюдается только в северо-западной части полигона, где гидролокационное обследование позволило выявить «свежие» следы ледовой экзарации (рис. 2). Кроме того, в пределах района исследований выделены возможные следы воздействия льда на дно в виде двух борозд 10-20 м шириной, и 240-300 м длиной ЮВ – СЗ простирания, расположенные в СЗ части полигона. Эти борозды занесены, по всей видимости, песчано-илистыми отложениями и не выражены по амплитуде (высота < 3 см). Можно предположить, что время их образования соответствует 2011 году.

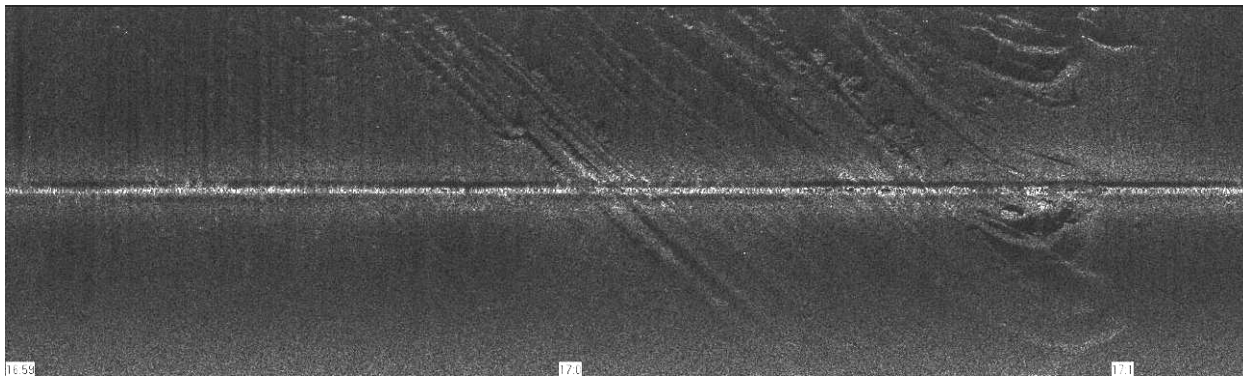


Рис. 2. Фрагмент сонограммы ГБО (ширина 75 м) со следами ледовой экзарации. Длина фрагмента около 200 м. Глубина места проведения работ – около 2 м.

Принимая во внимание малые глубины залива Юрхаровский, очевидно, что ледовая экзарация носит здесь единичный характер и в целом не влияет на литодинамические процессы в районе исследований.

Выводы Отсутствие более ранних детальных батиметрических промеров в исследованном районе не позволяет провести сравнительный анализ с целью определения динамики изменения рельефа дна в полной мере. Тем не менее, сравнение полученных результатов промера глубин с существующими батиметрическими картами прошлых лет (1986–1993 гг.), показали, что существенных изменений в рельефе дна не произошло. Динамика рельефа дна за период 20–25 лет незначительна и составляет величины менее 0,1 м, здесь преобладает пологий рельеф дна. Максимальные глубины соответствуют оси судоходного канала естественного происхождения и составляют 2,7–2,9 м (БСВ 77г), а минимальные глубины – ЮВ части полигона 2,2–2,3 м (БСВ 77г). В центральной и ЮВ части полигона преобладают аккумулятивные формы рельефа в виде протяженных гряд малой амплитуды (несколько см), образованные в результате транзита наносов в ЮЗ направлении. Ледовая экзарация дна носит единичный характер и в целом не влияет на динамику дна. Поверхностные донные отложения представлены исключительно терригенными осадками относительно узкого гранулометрического спектра. Пылеватые пески – преобладающий инженерно-геологический тип осадков в пределах исследованного полигона. Зоны распространения этого типа осадков, очевидно, отвечают аккумулятивным динамическим областям. Однако, интенсивность процессов, как аккумуляции, так и перемещения наносов здесь не существенна. Основное направление перемещение наносов соответствует направлениям ветрового волнения в летний период: СВ – ЮЗ (рис. 1). Комплексный анализ вновь полученных и опубликованных ранее данных позволяет отнести исследованный район к градации очень низкой литодинамической активности.

Литература

1. Коротаяев В.Н. Голоценовая история речных дельт арктического побережья Сибири // География и природные ресурсы. 2011. № 3. С. 13–20.
2. Коротаяев В.Н., Лодина Р.В., Чалов Р.С., Шутов А.М. Формирование устьев рек Таза и Пура и рельефа дна южной части Тазовской губы // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.5. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 139–173.
3. Коротаяев В.Н., Чистяков А.А. Процессы седиментации в устьевых областях рек // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5 География. 2002. №5. С. 3–7.
4. Отчет «Обустройство акваториальной части Юрхаровского нефтегазоконденсатного месторождения в Тазовской губе. Охрана окружающей среды с разделами ОВОС. ЗАО «Экопроект». СПб. 2008.
5. Технический отчет о результатах работ по производству инженерно-гидрометеорологических и инженерно-гидрографических изысканий для строительства объектов обустройства акваториальной части Юрхаровского нефтегазоконденсатного месторождения в осенний период 2007 г. ОАО «АМИГЭ». Мурманск. 2007.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕТРЕННОГО ПОЯСА НА ОСНОВЕ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Лукашенко С.В., Межеловский А.Д.

МГРИ-РГГПУ, г. Москва, Россия, E-mail: lukashenkosofya@gmail.com

Структура Ветренный Пояс отчетливо проявлена в рельефе. Морфоструктура Ветренного Пояса узкая (до 15 км), прямолинейная в северо-западной части, значительно расширяется к юго-востоку, отличаясь, к тому же, существенно меньшими амплитудами конэрозионных поднятий. В морфоструктуре Ветренного Пояса выделяются три блока:

1) Нюхчереченский блок, представленный системой валлообразных поднятий разных амплитуд. 2) Кожозерский блок, отличающийся меньшими фоновыми отметками – до 180 м. 3) Ундозерский блок, резко отличающийся большими размерами, простиранием и внутренним строением. Морфоструктурный анализ показал, что выделенные блоки отличаются не только морфологией и размерами, но и преобладающими простираниями линейментов, наличием концентрических структур и различным уровнем превышений рельефа.

STRUCTURAL FEATURES OF THE WINDY BELT ON THE BASIS MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS. (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Lukashenko S.V., Mezhelevskiy A.D.

MGRI-RSGPU, Moscow, Russia, E-mail: lukashenkosofya@gmail.com

Vetry belt structure clearly manifested in the landscape. Morphostructure Vetry belt narrow (15 km), straight in the north-western part, expanding to the south-east, differing smaller amplitudes konerozionnyh rises. In morphostructure Vetry belt are three blocks:

1) Nyuhcherechensky, representation of the system uplifts different amplitudes. 2) Kozhozersky, unit is less background notes – up to 180 m 3) Undozersky, sharply different large size, extent and internal structure. Morphostructural analysis showed that the allocated blocks are not only the morphology and size, but also the prevailing trending lineaments, the presence of concentric structures and different levels of elevation relief.

Объектом исследований является пограничная структура Ветренный Пояс, расположенная между Карельским и Беломорским геоблоками. На северо-востоке структура ограничена Беломорским подвижным поясом, на юго-западе – Карельской гранит-зеленокаменной областью. Общее простирание с северо-запада на юго-восток, протяженность составляет примерно 250 км при ширине выходов от 15 до 85 км. По изотопно-геохронологическим данным возраст пояса составляет (~2.45 млрд. лет) [2], что отвечает палеопротерозою. Пояс образован последовательностью согласно залегающих осадочных и вулканогенных толщ, погружающихся под углами 20-40° в северо-восточном направлении.

«Морфоструктура – это преимущественно крупные формы рельефа, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов, при ведущей активной роли эндогенного фактора – текто-

нических движений». Эти формы земной поверхности, созданные эндогенными процессами (в первую очередь, новейшими тектоническими движениями), прямо или косвенно отражают неотектонические структуры. Морфоструктурными элементами земной поверхности являются целостные орографические и структурно-геологические образования, хорошо видимые на всех сводных геологических и гипсометрических картах. Сопоставление геологических и орографических данных показывает, что горные хребты, возвышенности, плато соответствуют, как правило, тектонически поднятым участкам земной коры, положительным геолого-структурным элементам, тогда как низменности, впадины соответствуют опущенным участкам, отрицательным структурным элементам. Следовательно, морфоструктуры можно рассматривать как выраженные в рельефе геологические структуры, или как комплексные орографические и тектонические образования [1].

Основным методом при неотектоническом анализе является изучение новейших структур по особенностям рельефа. Исследование орографически выраженных структур проводилось комплексом методов, прежде всего, структурно-геоморфологическими.

Суммарные деформации морфологического становления структур выражены в изгибах, наклонах и разрывах предконэрозионной динамической поверхности выравнивания, сформированной перед этапом новейшей активизации. Ее гипсометрическое положение в современном рельефе примерно соответствует вертикальной амплитуде конэрозионного поднятия (в общем случае неоген-четвертичного) без учета ее первоначальной высоты относительно уровня моря, положения последнего по отношению к современному уровню и величины денудационного среза.

Структурная форма получает выражение в рельефе когда скорость ее роста не компенсируется денудацией. Большое рельефообразующее значение имеет вещественный состав пород, слагающих структурные формы и определяющих их устойчивость к денудации. Избирательный характер их расчленения по наиболее благоприятным слабым зонам разрывов и повышенной трещиноватости пород определяется по линейности, повторяемости направлений, явлениям преломления эрозионного расчленения рельефа и пр.

Внутреннее строение разновозрастных структурно-вещественных комплексов горных пород отражает всю сумму деформаций с момента зарождения структурной формы до современной эпохи включительно, и поэтому объединяет как древние, отмершие, так и унаследовано развивающиеся и новообразованные. Внешнее строение определяется только новыми и унаследованно развивающимися деформациями разных рангов, которые представляют собой собственно неотектонические деформации. В основе построенной автором морфоструктурной карты лежит анализ тектонического рельефа.

Структура Ветреный Пояс отчетливо проявлена в рельефе. Морфоструктура Ветреного Пояса узкая (до 15 км), прямолинейная в северо-западной части, значительно расширяется к юго-востоку, отличаясь, к тому же, существенно меньшими амплитудами конэрозионных поднятий. Ее строение осложнено продольными и поперечными разрывными нарушениями и линеаменами, а также проявленными в рельефе концентрическими структурами (рис. 1). Морфоструктура Ветреного Пояса отличается от обрамляющих ее концентрических морфоструктур, развитых в поле архейских гранито-гнейсовых куполов.

В северо-западной части Ветреного Пояса расположена антиклинальное поднятие протяженностью до 80 км, амплитудой от 200–220 м до 300 м, заметно сужающееся (от 30 до 5 км) и погружающееся к северо-западу. Северо-восточное крыло поднятия осложнено

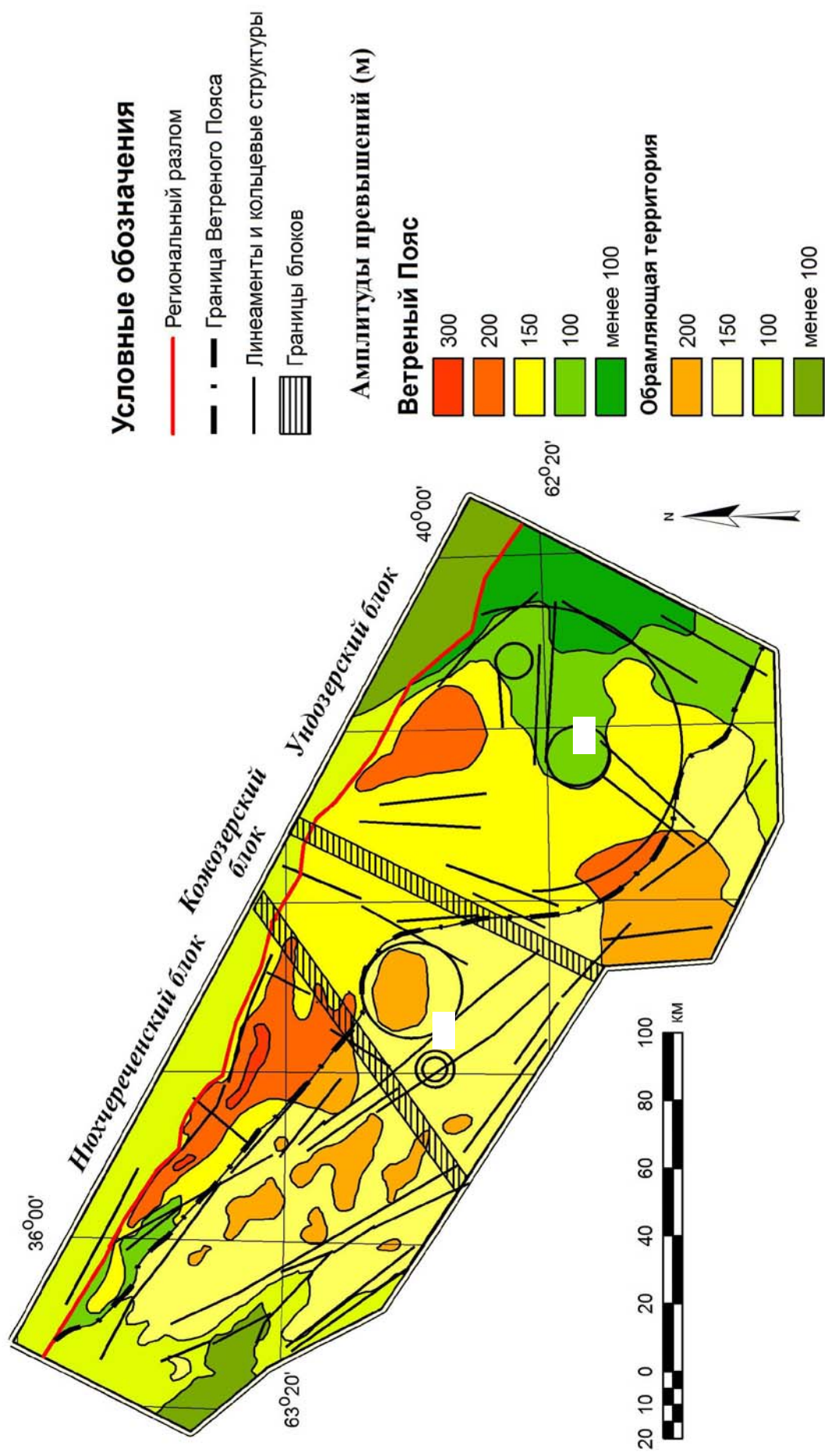


Рис. 1. Морфоструктурная карта Ветреного Пояса. Кольцевые структуры: О – Онегареченская, И – Илексинская.

продольным региональным разломом, граничным для Ветреного Пояса и Беломорского подвижного пояса.

Юго-западная граница проявлена протяженным линеamentом, отделяющим обширное конэрозионное поднятие амплитудой 150 м, на фоне которого обособляются непротяженные валообразные структуры амплитудой более 200 м, субпараллельные Ветреному Поясу.

В центральной части Ветреного Пояса отмечается снижение амплитуд конэрозионных поднятий (150–180 м). К югу от нее, в обрамлении выделяется концентрическая положительная структура диаметром около 25 км.

Вся юго-восточная площадь Ветреного Пояса отличается меньшими значениями новейших поднятий, на фоне которых обособляются структуры амплитудой 180 и реже 200 м. В расположении локальных морфоструктур этой площади и амплитудах поднятий проявлена в рельефе Онегареченская концентрическая структура.

Морфология новейших структур Ветреного Пояса позволяет предполагать, что новейший структурный план региона формировался в условиях латерального сжатия (транс-прессии), а граничный разлом с Беломорским подвижным поясом имеет, вероятно, взбросо-сдвиговую границу. Новейшая структура, в целом, наследует раннепротерозойский структурный план и является инверсионной.

В морфоструктуре Ветреного Пояса выделяются три блока:

- Нюхчереченский блок, представленный системой валообразных поднятий разных амплитуд. Юго-восточная граница Нюхчереченского блока маркируется периклинальным замыканием брахискладок и, в целом, совпадает с границей блоков, выявленных при интерпретации геофизических данных.

- Кожозерский блок, отличающийся меньшими фоновыми отметками (180 м) и наличием изометричного поднятия амплитудой 200–220 м.

- Ундозерский блок, резко отличающийся большими размерами, простиранием и внутренним строением. На фоне общего снижения амплитудных отметок до 150 и менее метров выделяются отдельные поднятия с амплитудами от 220 до 180 м. Границы между Ундозерским и Кожозерским блоками проходят по линеamentной зоне, которая совпадает с сериями сближенных разломов северо-восточного простирания, известными по геолого-геофизическим данным.

В целом, в строении Ветреного Пояса выделяются три блока: северо-западный Нюхчереченский, центральный Кожозерский и юго-восточный Ундозерский. Блоки отличаются морфологией, размерами, преобладающими простираниями линеamentов, наличием концентрических структур и различным уровнем превышений. Блоковая тектоническая делимость Ветреного Пояса подтверждается комплексными геолого-геофизическими и морфоструктурными данными.

Литература

1. Мещеряков Ю.А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.; издательство академии наук СССР. 1960г. 112с.
2. I.S. Puchtel, K.M. Haase, A.W. Hofmann, C. Chauvel, V.S. Kulikov, C.-D. Garbe-Schnberg, and A.A. Nemchin. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetryny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 61, No. 6, pp. 1205–1222, 1997.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТониКИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА: ОБОСНОВАНИЕ КОСОЙ КОЛЛИЗИИ И АККРЕЦИИ

Матушкин Н.Ю.^{1,2}

¹ ИНГТ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: *MatushkinNY@ipgg.sbras.ru*, ² НГУ, г. Новосибирск, Россия

Обобщены результаты исследований тектонической структуры Енисейского кряжа, приведен ее анализ с учетом прецизионных изотопно-геохимических данных для ключевых геодинамических комплексов-индикаторов. Проанализирована структура орогена и приведены новые структурные данные, указывающие на преобладание транспрессионной тектонической обстановки при его формировании, обусловленной вращением террейнов по часовой стрелке относительно Сибирского кратона при коллизионно-аккреционных событиях.

PATTERNS IN THE TECTONIC STRUCTURE OF THE YENISEY RIDGE: SUBSTANTIATION OF OBLIQUE COLLISION AND ACCRETION

Matushkin N. Yu.

¹ IPGG SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: *MatushkinNY@ipgg.sbras.ru*, ² NSU, Novosibirsk, Russia

The results of investigations of the tectonic structure of the Yenisey Ridge are reviewed. The structure is analyzed with consideration of precise isotopic-geochemical data for key geodynamic indicator complexes. The structure of the orogen is analyzed and new structural data are given arguing the predominance of a transpressional tectonic setting during its formation. The latter was conditioned by the clockwise rotation relatively to the Siberian craton during collisional and accretionary events.

Енисейский кряж является складчато-надвиговым поясом в восточном обрамлении Сибирской платформы. Основные элементы его геологической структуры были более-менее детально описаны в 1960–1970 годах. В данных исследованиях этот ороген рассматривался как древняя геосинклиналь, развивавшаяся с архея и отделенная крупными разломами от соседних геологических структур. Строение Енисейского кряжа характеризовалось как комбинация синклиналиев и антиклиналиев ССЗ простирания, нарушенных сонаправленными протяженными разломами, которые часто характеризовались, как «глубинные». Многие исследования носили описательный характер и отличались в основном количеством и названиями выделяемых структурных элементов.

Однако на данном этапе также были замечены ключевые закономерности тектоники Енисейского кряжа. Были определены Приенисейский и Ишимбинский разломы, протягивающиеся по всему простиранию орогена и выделяющиеся по положительным магнитным и гравитационным аномалиям, которые в свою очередь связаны с широким распространением в их пределах основных магматических пород. Было отмечено, что Приенисейский разлом разделяет комплексы пород, весьма различные по составу, степени деформаций и метаморфизма. Главной выявленной отличительной чертой Ишимбинского разлома было то, что он разделяет основную часть Енисейского кряжа, насыщенную магматическими комплексами от полностью амагматичной восточной части, сложенной деформированными отложениями чехла Сибирской платформы. Поскольку тектоническое строение Енисейского кряжа рассматривалось с позиций геосинклинальной теории, на данном этапе

считалось, что именно «глубинные» разломы контролируют и генетически связаны с локализацией интрузивных тел. Крупные разломы рассматривались, как правило, как взбросы и надвиги, и в исследованиях 80х годов ороген рассматривали уже как собственно складчато-надвиговый пояс.

С позиции тектоники плит строение Енисейского кряжа геологи начали рассматривать только с начала 90-х годов. В данных исследованиях продольные разломы орогена рассматривались, как крупные надвиги, отделяющие континентальные, островодужные и офиолитовые комплексы. Более поздние исследования были сосредоточены на выделении геодинамических комплексов-индикаторов путем петрологической типизации и датирования (U-Pb, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd) ключевых вещественных комплексов и изотопно-геохимическими методами. В результате данных исследований была создана тектоническая модель образования Енисейского кряжа, основанная на концепции террейнового анализа [10,2], согласно которой ороген рассматривается как коллизионно-аккреционный пояс, а основные разломы в его структуре – как тектонические швы, соединяющие террейны.

В данной модели Енисейский кряж делится на пять террейнов различного происхождения и возраста: Ангаро-Канский и Предивинский в южной части и Восточно-Ангарский, Центрально-Ангарский и Исаковский в северной части. Ангаро-Канский террейн считается кратонным террейном, состоящим из гнейсов, гранулитов и гранитоидов, возраст которых оценивается как палеопротерозойский. Восточно-Ангарский террейн – фрагмент пассивной континентальной окраины Сибирской платформы, сложенный мезо-неопротерозойскими терригенными и карбонатными отложениями. Центрально-Ангарский террейн – составной блок, сложенный деформированными мезо-неопротерозойскими отложениями пассивной континентальной окраины, аккрецированными чешуями офиолитов мезопротерозойского возраста, неопротерозойскими коллизионными гранитоидами и комплексами активной континентальной окраины. Данный террейн коллидировал с Сибирским кратоном 760–720 млн лет назад, согласно U-Pb оценкам возраста коллизионных гранитоидов, что привело к заложению Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Исаковский и Предивинский террейны считаются фрагментами островной дуги средне-поздне-неопротерозойского возраста (700–630) в которые также вошли фрагменты офиолитов, и которые аккрецировали к окраине Сибирского палеоконтинента 630–600 млн лет назад вдоль Приенисейской сутуры.

В тектонической структуре Енисейского кряжа проявлены закономерности его эволюции. Например, Татарско-Ишимбинская и Приенисейская зоны являются единственными крупными продольными разломными зонами, в которых обосновано наличие тектонических чешуй офиолитового состава, что является четким признаком их «шовной» природы. Гранитоиды, генетически связанные с коллизией Центрально-Ангарского террейна и Сибирского кратона были отнесены к геохимическим типам синколлизионных (760–750 млн лет) и постколлизионных (750–720 млн лет) [2]. Расположение этих комплексов также закономерно – синколлизионные гранитоиды локализованы исключительно в пределах первой, более древней Татарско-Ишимбинской сутурной зоны. Постколлизионные гранитоиды локализованы в западной части Центрально-Ангарского террейна, но их становление происходило закономерно. Зафиксировано омоложение, как возраста этих массивов, так и возраста их остывания с северо-запада на юго-восток. Последовательное внедрение и остывание коллизионных гранитоидов обусловило создание сложного термального поля в Центрально-Ангарском террейне, что оказало влияние на последующие маг-

матические события [4]. Структурное положение постколлизийных массивов также закономерно – они ориентированы на ССЗ и приурочены к сонаправленным крупным продольным разломам, что указывает на их близкий возраст с тектоническими событиями. В отличие от постколлизийных, более древние гранитоиды (880–860 млн лет) Центрально-Ангарского террейна, образованные до коллизийного события [2], не имеют закономерной ориентировки и несут признаки многоэтапных деформаций. Еще одной закономерностью является локализация и возраст месторождений и рудопроявлений золота. На Енисейском кряже большинство из них приурочено к Татарско-Ишимбинской сутурной зоне. Анализ геохронологических данных по различным методам для данных месторождений показывает, что они, вероятно, были образованы во время первого коллизийного события [5,9]. В целом значения возрастов оруденения также образуют СЗ-ЮВ тренд от древних к молодым.

Несмотря на плохую обнаженность в северной (Заангарской) часть Енисейского кряжа, протяженные продольные разломы ССЗ простирания рассматривались как взбросы или надвиги. Как правило, это подтверждалось геофизическими исследованиями на протяжении последних 40 лет. Большая часть интерпретаций глубинной морфологии орогена указывают на чешуйчатую «грибообразную» структуру с утолщенной корой и веерной ориентировкой крутых надвигов. Геологические карты района показывают, что протяженные взбросы и надвиги в западной и восточной частях Центрально-Ангарского террейна имеют противоположное направление падения. Детальные структурные и микроструктурные исследования в средней и южной частях Ишимбинской сутурной зоны [7] показали лежащие и запрокинутые складки и пластичные деформации, ассоциирующие с крутыми надвигами, падающими на запад и юго-запад. Результаты исследований подтверждают вертикальную компоненту смещения по разломам, однако многочисленные кинематические индикаторы указывают на значительное влияние левосторонне сдвиговой компоненты. Таким образом, тектонические элементы Центрально-Ангарском террейне соответствуют структуре «palm tree», которая типична для транспрессионной деформационной обстановки. Структура Восточно-Ангарского террейна характеризуется асимметричной интенсивностью деформаций. В Северной половине террейна имеются признаки значительно более сильного продольного сжатия со стороны Центрально-Ангарского террейна с развитием линейных складок ССЗ простирания, ассоциирующих с многочисленными сонаправленными разломами. Для южной части террейна характерны брахискладки со значительно меньшим развитием дизъюнктивной тектоники. Перечисленные тренды и закономерности возраста комплексов-индикаторов, локализации и возраста рудопроявлений и тектоники указывают на косой характер коллизии Центрально-Ангарского террейна и Сибирского кратона, при вращении террейна по часовой стрелке. Такая кинематика коллизийного события подтверждается палеомагнитными данными для более древних гранитоидов (880–860 млн лет), образованных в структуре террейна до этого события [6].

Террейновая модель Енисейского кряжа рассматривает Исаковский и Предивинский террейны, как фрагменты одной островной дуги, причем породы Исаковского блока несколько древнее (700 млн лет), а Предивинского – моложе (637–628 млн лет) [10,2]. Время аккреции террейнов к окраине Сибири отличается с сохранением той же закономерности: 630–600 для Исаковского террейна и 600–564 для Предивинского. Контакты Исаковского и Центрально-Ангарского террейнов, как правило, описываются как надвиги с горизонтальной амплитудой до 10 км. Контакт Предивинского и Ангаро-Канского террейнов яв-

ляется широкой зоной преимущественно пластичных деформаций, образованных в обстановке продольного сжатия в субширотном направлении. Детальные структурные исследования в пределах Предивинского террейна показали еще одну структуру «palm tree», проявленную в ориентировке складчатости, разломов и метаморфической полосчатости, а также в левосторонней сдвиговой компоненте деформаций, наблюдаемой на макро и микро-уровне [7,3]. Левостороннее вращение Предивинского островодужного террейна во время его аккреции также было обосновано палеомагнитными исследованиями [8].

Таким образом, проведенные в последние годы исследования указывают на то, что в кинематике основных шовных зон Енисейского кряжа горизонтальная (надвиговая) компонента уступает вертикальной и сдвиговой, что следует связывать с вращением взаимодействовавших блоков при формировании новой континентальной коры. После становления основных шовных зон последние послужили «проницаемыми» областями для последующих событий, включая образование комплекса активной континентальной окраины в конце неопротерозоя [2], девонских тектонотермальных событий и магматических проявлений, а также комплексов, связанных с траповым магматизмом [1].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (10-05-00230, 10-05-00128) и ОНЗ СО РАН (проект ОНЗ-10.1).

Литература

1. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В. Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского кряжа: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 701-716.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с. 35-52.
3. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 380-393.
4. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Полянский О.П., Лаевский Ю.М., Матушкин Н.Ю., Воронин К.В. Тектонотермальная модель формирования орогена на постколлизийной стадии (на примере Енисейского кряжа, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 1, с. 32-50.
5. Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю. Формирование покровно-складчатых поясов в обрамлении Сибирского кратона: геодинамика, эволюция магматизма и рудообразования / Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток, 20-23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 20-22.
6. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю. К проблеме формирования западного обрамления Сибирского кратона: новые палеомагнитные и геохронологические данные по Центрально-Ангарскому террейну (Енисейский кряж) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9: Материалы науч. совещ. (Иркутск, 18-21 окт. 2011 г.). – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2011. – С. 48-50.
7. Матушкин Н.Ю. Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2010, 16 с.
8. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносов И.В. Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 1, с. 90-94.
9. Неволько П.А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: автореф. дис.... канд. геол.-

мин. наук. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2009, 16 с.

10. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, V. 375, P. 147-168.

ЧАРЫШСКО-ТЕРЕКТИНСКО-КУРАЙСКАЯ ЗОНА РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Немущенко Д. А.

ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: *nemuschenko.d.a@gmail.com*

Чарышско-Теректинско-Курайская зона разломов Горного Алтая являются фрагментами раннепалеозойской аккреционной призмы, деформированной позднепалеозойскими разломами, которые представляют собой сдвигово-надвиговые структуры. Фрагменты аккреционной призмы представляют собой нагромождение пакетов мощных пластин, породы которых преобразованы в различных фациях метаморфизма: низкой и высокой стадиях зеленосланцевой (метатурбидиты теректинской свиты), глаукофансланцевой (метабазальты уймонской свиты) и эпидот-амфиболитовой (тургундинский и курайский комплексы). Ультрабазиты превращены в серпентиновый меланж и трассируют поверхности надвигов раннепалеозойского аккреционного клина. Поверхности надвигов смяты в складки.

CHARYSH-TEREKTIN-KURAI FAULT ZONE OF GORNY ALTAI: GEOLOGICAL STRUCTURE AND STAGES OF FORMATION

Nemuschenko D.A.

IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: *nemuschenko.d.a@gmail.com*

Charysh-Terektin-Kurai fault zone of Gorny Altai is fragments of the Early Paleozoic accretionary wedge deformed by Late Paleozoic faults, which are shear-thrust structure. Fragments of the accretion wedge are conglomeration of massive plate packages. This rocks transformed in various metamorphic facies: low and high stages of greenschist (metaturbidity of terektinsk suite), blueschist (metabasalts of Uimon suite) and epidote-amphibolitic (Turgunda and Kurai complexes). Ultramafic rocks converted to serpentine mélange and trace thrusts surfaces of Early Paleozoic accretion wedge. Surface thrust crushed to folds.

В последнее десятилетие складчатые сооружения Алтае-Саянской области, в том числе Горного Алтая, охарактеризованы как аккреционно – коллизионные сооружения, сформированные на краю Сибирского континента из фрагментов коры Палеоазиатского океана и островных дуг [1,2,7]. Исходя из аналогии с современными конвергентными границами «океан-континент» и линейными складчатыми областями, протягивающимся на многие тысячи километров, производилась попытка выделения в регионе маркирующих структурных единиц (островных дуг, офиолитовых сутур, высокобарических метаморфических поясов), которые позволяют оконтурить палеотектонические зоны и выявить геодинамику и этапы формирования складчатых сооружений.

Чарышско-Теректинско-Курайская зона разломов Горного Алтая, в пределах которой распространены глубокометаморфизованные породы и ультрабазиты, выделялась как классический пример проявления глубинного разлома. Глубокометаморфизованные породы рассматривались или как выступы докембрийского фундамента или как образования палеозойских зон смятия. В работах [2,3,4] показано, что зона Чарышско-Теректинско-Курайского разлома включает голубые сланцы, турбидиты, офиолиты и зональные мета-

морфические комплексы гранито-гнейсов и кристаллических сланцев, и является сочетанием позднепалеозойских сдвигов, наложенных на среднепалеозойскую аккреционно-коллизийную структуру.

В ходе наших исследований в районах бассейнов рек Тургунда и Аккем, притоков р. Катунь (восточная часть Уймонской зоны Горного Алтая) и осевой части Курайского хребта юго-восточного Алтая выявлено, что аккреционно-коллизийная зона как и в других пересечениях представлена серией тектонических пластин, сложенных голубыми сланцами, гранито-гнейсами, офиолитами и метатурбидитами, разделенными надвигами. Выявлено, что поверхности надвигов смяты в складки. Они сопровождаются серпентинитовым меланжем, зонами милонитов и бластомилонитов.

На анализе опубликованных работ и личных наблюдений, складчатая структура метаморфических комплексов Теректинского и Курайского «выступов древнего фундамента» [6] охарактеризованы следующим образом. Они представляют собой нагромождение пакетов тектонических пластин, породы которых преобразованы в различных фациях метаморфизма: низкой и высокой стадиях зеленосланцевой (соответственно песчано-сланцевая толща и теректинская свита) [8], ордовикской глаукофансланцевой (уймонская свита) [5] и позднесилурийско-раннедевонской эпидот-амфиболитовой (тургундинский и курайский комплексы). Кроме этого образования уймонской, тургундинской и курайской свит отличаются большим количеством складчатых деформаций и зеленосланцевым диафторезом пород, который наиболее сильно развит в зонах разломов, что придает характер постепенных переходов между породами тектонических пластин. Это обстоятельство привело к выделению многокилометровой стратифицированной последовательности «выступа докембрийского фундамента» [9, 10].

Покровно-складчатая структура разделена сдвигами на серию сегментов. Так Теректинский разлом, ограничивает с севера аккреционно-колизийную зону. Разлом имеет сложное строение. Сместители основной сдвиговой зоны имеют общее северо-западное простирание. От них отходят на северо-восток многочисленные оперяющие разломы. Совместно они образуют структуру типа конского хвоста, нарушенную малоамплитудными поперечными разломами. Структура сформирована либо листрическими разломами позднедевонско-раннекарбонового возраста, либо надвигами позднекарбоново-пермского возраста. По Теректинскому разлому образования рассматриваемой зоны под углами 70-80° взброшены на палеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи Ануйско-Чуйской зоны.

Выводы исследований следующие:

1. Образования Уймонской и Курайской зон Горного Алтая являются фрагментами раннепалеозойской аккреционной призмы, деформированной силурийско-раннедевонскими надвигами и позднепалеозойскими сдвигами.

2. Фрагменты аккреционной призмы, характеризующие субдукционный этап, представлены метатурбидитами, голубыми сланцами и офиолитами.

3. Позднесилурийско-раннедевонские гранито-гнейсы и кристаллические сланцы сформированы на начальной стадии покровообразования и фиксируют коллизийный этап. Их совмещение с образованием субдукционного этапа произошло в среднем девоне – раннем карбоне, что зафиксировано возрастом слюд из милонитов и бластомилонитов, трассирующих плоскости надвигов.

4. В позднем палеозое аккреционно-колизийная структура деформирована сдвигами.

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и Геофизика. – 1994. – Т.35, № 7-8. – С.8-28
2. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль познепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т.52 (1), с. 66-90
3. Буслов М.М. Тектонические покровы Горного Алтая, Новосибирск «Наука». 1992.
4. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей// Геология и Геофизика, 2003, т. 44, N 1-2, с. 49-75.
5. Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукафановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае// Геология и Геофизика, 2005, т. 46, N 4, с. 367-382.
6. Дергунов А.Б., Херасков Н.Н. О тектонической природе «выступов древнего фундамента» в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. – 1985. – №6. – С.13-21
7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и Геофизика, 2007, т.48 (1), с.93-108.
8. Дук Г.Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). – Л.: Наука. 1982
9. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Издательство Томского университета, Томск.1979.
10. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Издательство Томского университета, Томск.1979.

ОБЗОР ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)

Ненахов В.М., Бондаренко С.В., Золотарева Г.С.

ВГУ, г. Воронеж, Россия, E-mail: *sw_bondarenko@hotmail.com*

Геодинамическая модель – надежная основа многоцелевого прогноза, включающего различные аспекты. Создание непротиворечивой модели – задача сложная, требующая хорошей аналитической базы и, как следствие, больших временных затрат. Рассмотрим эволюцию взглядов на геодинамическое моделирование ВКМ.

OVERVIEW OF GEODYNAMIC MODELS VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF (VCM)

Nenakhov V.M., Bondarenko S., Zolotareva G.S.

VSU, Voronezh, Russia, E-mail: *sw_bondarenko@hotmail.com*

Geodynamic model – a solid foundation multipurpose prediction, involving various aspects. Creating a consistent model – a difficult task that requires a good analytical basis and, as a consequence, time-consuming. Consider the evolution of views on geodynamic modeling VCR.

Непротиворечивая геодинамическая модель является надежной основой многоцелевого прогноза, включающего минерагенические, сеймотектонические и другие аспекты. Создание непротиворечивой модели – задача сложная, требующая хорошей аналитической базы и, как следствие, больших временных затрат. Последнее обстоятельство вполне объективно, так как аналитический инструментарий постоянно совершенствуется, а с появлением новых аналитических данных возникает необходимость в корректировке модели. Рассмотрим эволюцию взглядов на геодинамическое моделирование ВКМ.

Наиболее ранняя модель развития ВКМ с позиции плитного тектогенеза предложена в 1997 году [1], а затем изложен ее более поздний усовершенствованный вариант [3]. Согласно упомянутым работам в раннепротерозойском цикле развития ВКМ можно выделить следующие этапы: энсиалического рифтогенеза, спрединга и автономного развития Хоперского и Курского микроконтинентов, субдукционный, коллизионный, постколлизионный рифтогенный и раннеплатформенный.

В соответствии с ранним вариантом предложенной модели геодинамического развития [1] в раннем протерозое заложилась несколько рифтов разного порядка, в том числе наиболее крупный Ливенско-Богучарский, который затем трансформировался в межконтинентальную структуру. Однако, как показали последующие исследования [5, 6] различия Хоперского и Курского мегаблоков настолько очевидны, что есть основания говорить о том, что эти блоки уже в допалеопротерозойское время представляли собой самостоятельные континентальные структуры, относящиеся соответственно к Волго-Уралии и Сарматии.

В пределах Хоперского микроконтинента, входившего в систему Волго-Уралии, в палеопротерозое доминировала внутриплитная обстановка. На краю океанической структу-

ры существовала пассивная окраина, в пределах которой накапливались раннепротерозойские отложения воронцовской серии. Геохронологический возраст детритовых цирконов свидетельствует о формировании метатерригенных пород воронцовской серии за счет размыва более молодых пород, чем предполагалось ранее. Среди детритовых цирконов доминируют зерна с возрастными 2184±24 и 2116 ± 10 млн лет. Судя по характеру зональности и высоким отношениям в них $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, источниками цирконов являлись магматические породы. Интрузивные породы с подобными датировками в пределах региона не установлены. Можно предположить в качестве источников цирконов магматические породы Волго-Уралии, на пассивной окраине которой сформировалась воронцовская серия. Океаническую структуру, развитую между двумя континентами, можно предполагать по наличию серпентинитового меланжа шукавского типа.

Автономное развитие Хоперского мегаблока и мегаблока КМА на рубеже 2100 млн лет сменилось обстановкой взаимодействия этих структур, и закрытия океанического пространства по механизму субдукции и последующей коллизии.

Забегая вперед, отметим, что приведенная модель, хотя и нуждается в дополнительной корректировке с учетом полученных новых данных, до настоящего времени не потеряла своей актуальности и продолжает быть базовой.

В 2000 году В.А. Бушем с соавторами [2] была предложена альтернативная модель также с позиции плитного тектогенеза. В соответствии с этой моделью все линейные структуры раннего протерозоя представляют собой закрытые бассейны океанического типа. Причем, Криворожско-Крупецкой, Белгород-Михайловский и Воронежско-Алексеевский океаны заложились 3.5–2.8 млрд лет и закрылись 2.0 млрд лет назад (практически одновременно), а Воронежско-Шукавский заложились 2 млрд лет назад и закрылся 1.6 млрд лет назад (с отставанием более чем на 400 млн лет). Механизм закрытия всех структур – субдукция в западном направлении с образованием активных континентальных окраин андийского типа. В рассматриваемой модели структуры ВКМ увязаны со структурами Украинского щита и экстраполированы до Карело-Кольского региона. Анализируя модель, мы сталкиваемся с рядом несоответствий и противоречий фактическому материалу, имеющемуся по ВКМ. К числу таких противоречий относятся реперные гранитоидные комплексы, «отбивающие» рубежи закрытия структур океанического типа и отвечающие коллизионным условиям. Для Курской ГЗО это атамановский комплекс гранитоидов повышенной щелочности (~ 2.5 млрд лет) и предваряющий его салтыковский плагиогранитный комплекс. Оба комплекса завершают позднеархейский цикл развития зеленокаменных поясов (михайловская серия). А это означает, что непрерывного геодинамического режима спрединга-субдукции в интервале 2.8–2.0 не было, так как он был прерван коллизией на уровне ~ 2.5 млрд лет. Для Воронежско-Алексеевской шовной зоны 2-го порядка реперным гранитоидным комплексом является стойло-николаевский (2076 ± 4 млн лет), показывающий время закрытия и коллизии указанной структуры. Для юго-восточной части ВКМ типичным коллизионным комплексом является бобровский двуслюдяной лейкогранитный (2021.7 ± 8.8 млн лет), свидетельствующий о проявлении коллизии Курского и Хоперского (Калач-Эртильского) блоков с отставанием в 50 млн лет. Это говорит об автономности развития и закрытия различных структур ВКМ.

Следующим моментом, который не вписывается в рассматриваемую модель, является наличие «докурских» кор выветривания и распространенность железистых кварцитов, отвечающих внутриплитной обстановке, доминирующей в послемихайловское (послеалебе-

динское) время. Ограниченное количество магматитов в Криворожско-Крупецком, Белгород-Михайловском и даже Воронежско-Алексеевском грабенах, а также их петролого-геохимические характеристики (бимодальность, иногда повышенная щелочность) не позволяют предполагать при формировании всех перечисленных структур масштабной субдукции. В силу ряда существующих противоречий указанная модель не прижилась.

Принципиально новый взгляд на тектоническую природу формирования структуры ВКМ, как важнейшего сегмента Сарматии, изложен в 2007 году А.А.Щипанским с соавторами [7]. На основании достаточно большого объема геохимических данных, в том числе, Sm-Nd и Rb-Sr изотопии, а также на основе поведения РЗЭ и других материалов, авторы модели делают несколько важных выводов, в том числе: 1) «донской тип обоянской серии» сформировался в палеопротерозое и синхронизируется с павловским гранитоидным комплексом; 2) вулканиты лосевской серии и гранитоиды усманского комплекса в Rb-Sr изохронных координатах аппроксимируются одной линейной зависимостью, охватывающей временной интервал 2102 ± 230 млнлет; 3) формирование лосевской серии (стрелицкий тип) обязано процессу субдукции океанической коры со «слабым окном», в результате чего возникают парадоксальные сочетания плюмовых и субдукционных геохимических характеристик у сопряженных адакитов (метариолитов) и метабазальтов. Относительно воронцовского комплекса авторы предполагают его формирование на океанической коре за счет размыва вулканической дуги форленда по аналогии с Каскадными горами в Северной Америке. (В этом случае западная граница Волго-Уралии, а, следовательно, и зона сшивания (сутура) Сарматии и Волго-Уралии перемещены на восток, но куда?). Последний вывод вызывает сомнение, так как в этом случае нет места для мафитов-ультрамафитов мамонского и пород еланского комплексов, природа которых по существующим представлениям внутриплитная рифтогенная [1, 5, 6]. Как впрочем, нет места и для двуслюдяных гранитоидов бобровского комплекса (S-тип), формирование которого предполагает мощный сиалический континентальный субстрат Хоперского мегаблока.

В рассуждениях самих авторов отмечаются некоторые противоречия, в т.ч. подчеркивается что «метаосадки воронцовской серии имеют небольшие вариации петрохимических характеристик, что, вероятно, отражает отсутствие резко контрастных по составам их материнских источников» [7, стр. 56] и тут же утверждается, что «метаосадки воронцовской серии показывают очень контрастные вариации модельных возрастов (от 2.12 до 2.85 млрд лет) и изотопного состава неодима ($\epsilon Nd = +5.2 - (-5.3)$), пересчитанного на возраст 2102 млн лет, что указывает на формирование отложений серии за счет разрушения как архейской коры, так и ювенильных протерозойских источников сноса. Линейная корреляция в координатах Rb-Sr с возрастом 2401 ± 210 млн лет, совпадающая с модельным возрастом ($T_{DM}(Nd) = 2412$ млн лет) не имеет геологического смысла. Линейная корреляция, вероятно, отражает усредненный изотопный состав стронция в осадках в процессе их отложения при активном участии морской воды» [7, стр. 58]. Приведенные данные как раз являются, если не прямым, то косвенным доказательством гетерогенности строения самостоятельного континентального блока (в данном случае Волго-Уралии).

Уточненная модель развития ВКМ на основании анализа имеющихся и новых данных предложена в 2011 г. В.М. Ненаховым и С.В. Бондаренко [4]. Авторы указывают на следующее. Лосевская шовная зона сформировалась в результате коллизии Сарматии и Волго-Уралии. Её структура и вещественное наполнение свидетельствует о проявлении различных геодинамических обстановок, отвечающих деструкции Сарматии (лосевская серия,

стрелицкий тип и рождественский комплекс габброидов), субдукции под ее восточную в современных координатах границу (лосевская серия, подгоренский тип в ассоциации с усманским плагиогранитным комплексом, а также донская серия в ассоциации с павловским комплексом субщелочных гранитов) и коллизии Сарматии и Волго-Уралии (бобровский, лискинский гранитоидные комплексы, воронежская свита в ассоциации с Байгоровской вулканоплутонической структурой). Субдукция носила сложный характер и, в целом, в северной части ЛШЗ отвечала островодужному типу, а в южной – андскому.

В секторе Волго-Уралии, участвующей в коллизии, бассейн седиментации (воронцовская серия) формировался на ее пассивной окраине в возрастном интервале 2220–2100 млн лет с проявлением последней вспышки внутриплитного периконтинентального магматизма на уровне 2080–2060 млн лет (мамонский и еланский мафит-ультрамафитовые комплексы). На коллизионном этапе достаточно четко проявлены кульминационная стадия коллизии (~2050 млн лет), которой отвечают коллизионные гранитоиды бобровского комплекса, и ее завершающая стадия (~2040 млн лет), которой соответствует воронежская свита и БВПС.

Таким образом, в качестве важнейших деталей, по сравнению с предыдущими геодинамическими моделями в последней модели подчеркнуты: 1) различный механизм субдукции в северной (островодужный) и южной (андский) частях шовной зоны; 2) существенное влияние внутриплитного магматизма на формирование пассивной континентальной окраины Волго-Уралии; 3) удревнение кульминационной стадии процесса коллизии (до 2050 млн лет); 4) достаточно однозначное отнесение Байгоровской вулканоплутонической структуры, как и всей воронежской свиты, к позднеорогенным (позднеколлизионным) образованиям.

При дальнейшем уточнении геодинамической модели особое внимание следует уделить проблеме консервации и эксгумации шукавского комплекса, проблеме возрастных датировок стрелецкого и подгоренского типов лосевской серии и ассоциирующихся с ними гранитоидов усманского комплекса, а так же более детальной кинематике формирования Лосевской шовной зоны.

Литература

1. Геодинамическая модель формирования ВКМ / Н.М.Чернышов, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев, Ю.Н. Стрик // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–31.
2. Буш В.А., Ермаков Л.Н., Уйманов Л.Н. Геодинамическая модель формирования позднеархейских, раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. 2000. № 4. С. 14–24.
3. Ненахов В.М. Сравнительная геодинамика и металлогения коллизионных структур фанерозоя (Южный Тянь-Шань) и раннего докембрия (Воронежский кристаллический массив, Либерийский щит. / Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1999. 43 с.
4. Ненахов В.М., Бондаренко С.В. Тектоническая эволюция Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2011. №4. С. 43–59.
5. Чернышов Н.М., Ненахов В.М Геодинамические особенности становления континентальной коры курского и Хоперского мегаблоков ВКМ // Проблемы геодинамики и минерогенеза Восточно-Европейской платформы: Материалы Междунар. конф. 14–18 окт. 2002 г. Т. 1. Воронеж: ВГУ, 2002. С. 143–144.
6. Чернышов Н.М., Ненахов В.М Современные представления о глубинном строении, геодинамике и металлогении ВКМ // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы междунар.конф. Воронеж: ВГУ, 2001. С. 18–21.
7. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова О.Ю. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. № 1. 2007. С. 43–70.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ АРМЕНИИ

Пилоян А.С., Авакян А.А.

ИГН НАН РА, г. Ереван, Республика Армения, E-mail: artakpiloyan@yahoo.com

Авторами при морфометрическом анализе трехмерной цифровой модели рельефа (ЦМР) Армении масштаба 1 : 200 000 были обнаружены кольцевые формы рельефа. Часть из них имеет определенные признаки морфоструктур. Рассмотрены выраженность в рельефе, особенности геологического и тектонического строения, связь с оруденениям и возможный генезис некоторых кольцевых структур. Также предложена сводная карта пространственного размещения кольцевых структур РА.

CIRCULAR FEATURES OF ARMENIA

Piloyan A.S., Avakyan A.A

IGS NAS RA, Yerevan, Armenia, E-mail: artakpiloyan@yahoo.com

Circular features of relief were revealed during the analysis of 1 : 200 000 scales Digital Elevation Model (DEM) of Armenia. Part of them has specific characteristics of morphological structures. Exposure in relief features of geological and tectonic structure, relation with ore bodies and possible genesis of several circular features have been discussed. A map of spatial distribution of circular features on the territory of Armenia has been proposed.

Для выявления и картирования КС использованы морфометрические карты – теневого рельефа, уклонов, экспозиций склонов и горизонтальной кривизны рельефа. Кольцевые формы рельефа обнаруживаются на всех перечисленных разновидностях карт, однако визуально наиболее наглядно они выявляются на цветной карте экспозиции склонов. П.А.Шарий, описывая методику вычисления геоморфометрических параметров, также приводит пример выделения КС в Крыму на карте экспозиции склонов [6]. Такая карта удобна для решения рассматриваемой задачи потому, что цветом или интенсивностью окраски показывает постепенную горизонтальную смену ориентации склона, в целом сглаживающую кольцевую форму рельефа. Границы структуры определяются перегибом рельефа в вертикальной плоскости, линия которого физически совпадает с речной долиной или водоразделом. Несложные по форме, четко выраженные кольцевые формы рельефа, такие как молодые неразрушенные вулканические постройки также наглядно выражаются на карте горизонтальной кривизны склонов.

На территории РА достаточно четко выделяются более 50 КС, диаметр которых варьирует от 3 до 45 км. Они располагаются как в пределах Северного и Южного складчатых областей, так и на Вулканическом нагорье. КС размещены в шести основных узлах, названных нами по географическому местоположению: Гугарк-Виркский, Памбак-Цахкуняцкий, Вайкский, Северо-Зангезурский, Южно-Зангезурский, Кашатагский, выделены также две одиночные КС – Ширак-Памбакский и Средне-Агстевский (рис. 1).

Ниже описываются форма, строение и размеры выделенных структур, в соответствии с нумерацией на карте РА.

1. Гугарк-Виркская КС диаметром 45 км представляет собой сводовое поднятие, сложенное эоценовыми вулканогенно-осадочными породами – диабазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами и известняками, и верхнемеловыми и эоценовыми интрузивными породами габбро-порфиритами и габбро-диоритами. Гугарк-Виркскую КС образуют следующие геоморфоединицы: с юга и юго-востока – Гугаркские горы, с севера и северо-востока – массивы Лалвар и Леджан хребта Вираайоц и с запада – восточная часть Базумского хребта. В пределах Гугарк-Виркской КС выявлено более шести КС меньшего размера (диаметром от 4 до 20 км). Другие две КС пересекаются с главной структурой Гугарк-Виркского узла с востока.

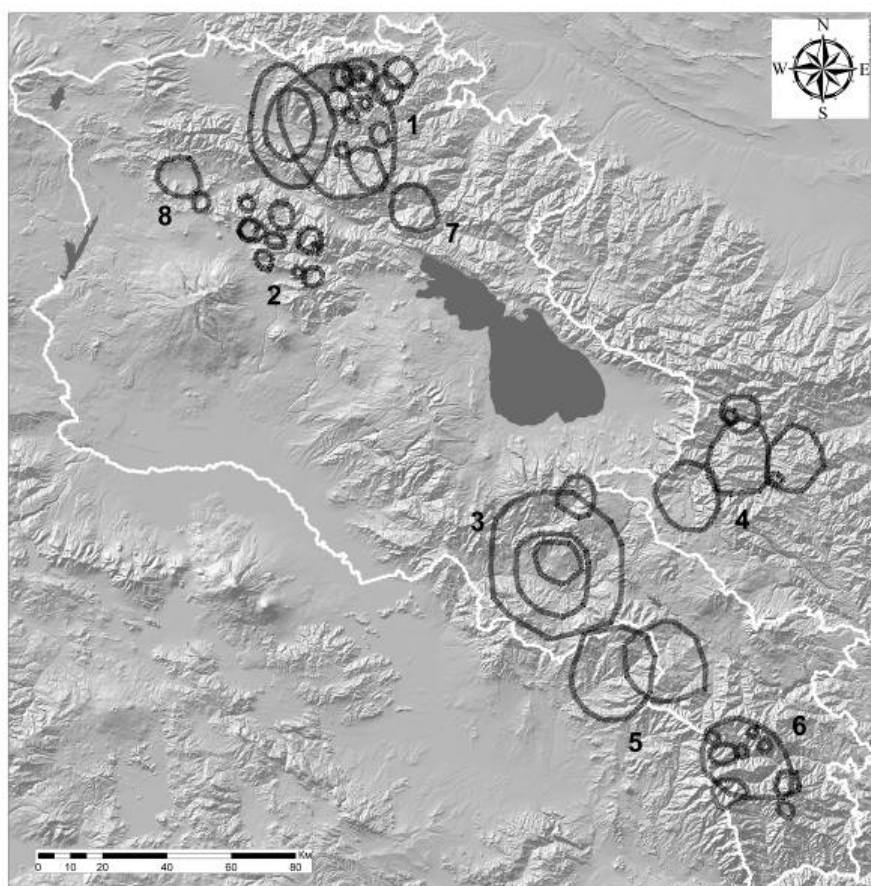


Рис. 1. Трехмерная карта рельефа РА, м-б оригинала 1 : 200 000. Узлы КС: 1. Гугарк-Виркский, 2. Памбак-Цахкуняцкий, 3. Вайкский, 4. Кашатагский 5. Северо-Зангезурский, 6. Южно-Зангезурский. Одиночные КС: 7. Средне-Агстевский, 8. Ширак-Памбакский.

2. В Памбак-Цахкуняцком узле выделяются десять КС диаметром от 3 км до 8 км, в том числе описанная ранее Тежсарская КС [2]. Район сложен метаморфическими и кристаллическими породами докембрия – нижнего палеозоя анкаванского и мисханского комплексов (гнейсами, сланцами, мрамором, мигматитами), прорванными основными и кислыми интрузиями. На них трансгрессивно залегают верхнемеловые и палеогеновые отложения, а также мио-плиоценовые лавы и туфобрекчии [1, 3]. В основании КС Памбак-Цахкуняцкого узла расположено горст-антиклинальное поднятие Арзаканского кристал-

лического массива, образующее брахиантиклинальную складку, ограниченную с северо-востока, юго-запада и юго-востока крупными разломами.

3. В Вайкском узле установлены три КС, наибольшая из которых имеет диаметр 41 км, две другие КС меньших размеров – диаметром 14 и 24 км расположены концентрически в пределах первой.

Данный узел охватывает восточный сегмент Вайкского хребта и юго-западную часть Варденисского нагорья. В основании данного узла лежит с севера – южное крыло Варденисского сводового поднятия, забронированное неогеновыми и плейстоценовыми лавами, а с юга – северное крыло Урц – Айоцзорского антиклинория, который сложен известняками, мергелями, песчаниками и вулканогенно-осадочными толщами верхнего палеозоя, мела и эоцена [4].

4. Кашатагский узел состоит из трех больших и несколько мелких КС, и в виде цепочки простирается с запада на восток в пределах Кашатагского района НКР. Контуры данной КС образуются отрогами Мравских и Арцахских гор – Айадзорским, Дадиванкским, Джрабердским, Аракелоцским и др. хребтами. Диаметр наибольшего КС составляет 19 км, наименьшего – 4 км.

5. Южнее Вайкского КС по направлению от северо-запада к юго-востоку расположен Зангезурский узел, в котором выделяются 2 структуры диаметром от 22 км до 25 км. Это – Нахичеванская (почти целиком находящаяся за пределами РА) и Северо-Зангезурская КС.

Северо-Зангезурская КС имеет складчато-глыбовое строение и представляет собой горстообразное поднятие, сложенное породами эоцена и плиоцена.

6. Мегри-Баргушатская КС, диаметром 24 км, включает следующие морфоединицы: с севера – Баргушатский хребет, с запада – среднюю часть Зангезурского хребта и с юга – северные отроги Мегринского хребта. Мегри-Баргушатская КС сложена осадочными и вулканогенными породами палеозоя, мезозоя и палеогена, среди которых изредка встречаются внедрения небольших интрузивных тел.

7. Небольшая Средне-Агстевская КС имеет диаметр около 12 км, четко выражена в рельефе и хорошо прослеживается по особенностям гидросети. Центральная часть данной структуры совпадает с Дилижанской котловиной, а по краям ее обрамляют с севера Халабский хребет, с юга – Миапорский.

8. Ширак-Памбакская структура расположена в верхней части долины реки Памбак. С севера ее ограничивает южный склон небольшого Ширакского хребта, с юга – северный склон Памбакского хребта, с запада – замыкается невысокой меридиональной Джаджурской грядой, представляющей крайний северо-западный отрог Памбакского хребта. Структура по периферии сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами верхнего мела, палеоцена и эоцена, а в центральной части – аллювиально-озерными отложениями плиоцена большой мощности, в основном представленными галечниками. С тектонической точки зрения Ширак-Памбакская структура представляет собой несколько вытянутую в широтном направлении депрессию длиной 13-15 км и шириной 12 км.

Пространственная близость оруденения к КС также выявляется на территории Армении. А. С. Остроумова и И. Н. Голышко ранее описали приуроченность месторождений Алавердского рудного узла к кольцевым вулканическим структурам, описанным в данной статье под названием Гугарк – Виркского узла [5]. К Памбак – Цахкуняцкому узлу КС тяготеют месторождения Анкаван (Cu, Mo), Гюладара (Fe), Перевальное (Au), Тух-Манук (Au, Ag), Теж-сар (Al). К Вайкскому узлу приурочены месторождения Мартирос (Mn),

Капутсар (Au), Какавасар (Au, Ag), Кармрашен (Mn), Газма (Au), Азатек (Au, Ag). С Зангезурским узлом КС связаны золото – полиметаллические месторождения Марджан (Au, Ag) и Мазмазак (Pb, Zn, Au, Ag). К Мегри-Баргушатской КС месторождения Каджаран (Cu, Mo), Пхрут, (Au, Ag, Pb, Zn) Анкасар (Mo, Cu) (рис. 2). Необходимо отметить, что месторождения одновременно приурочены и к линейным нарушениям.

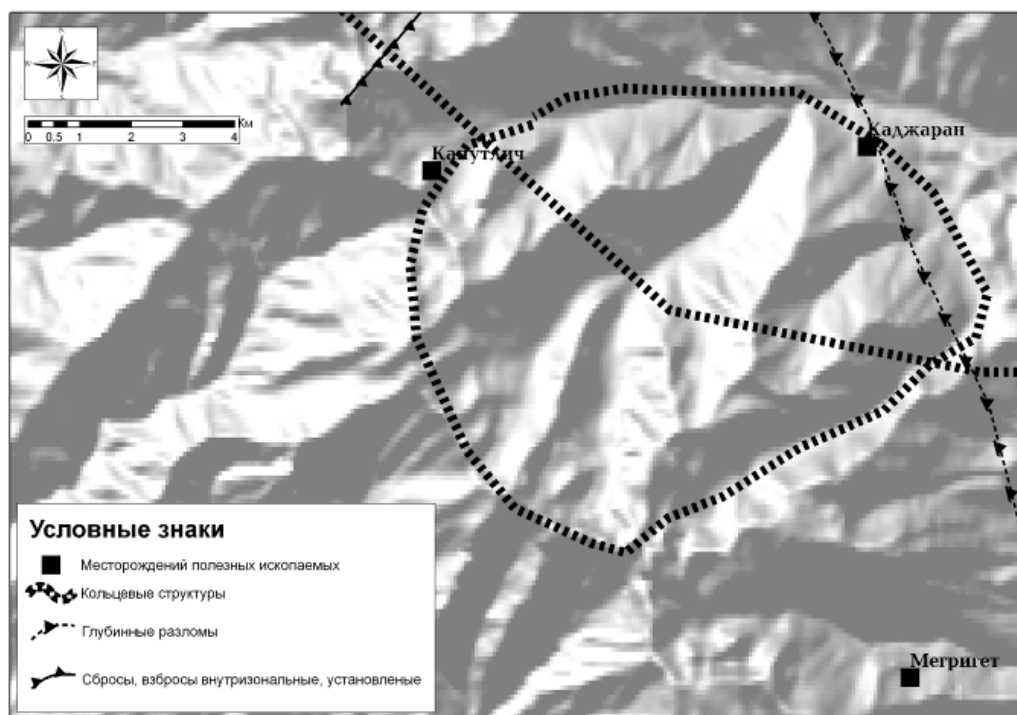


Рис. 2. Пространственная связь Каджаранского месторождения с кольцевой структурой.

В заключение целесообразно отметить следующие результаты анализа рельефа по морфометрическим картам.

1. Метод морфометрических карт, в отличие от дешифрирования космоснимков, представляющего интерпретацию аномалий фотографического изображения, непосредственно выявляет форму и структуру земной поверхности как свойство физического тела. Морфометрические карты как цифровые модели для изучения КС перспективны также и по той причине, что дают возможность количественного описания и характеристики форм и структуры рельефа.

2. Определенно обнаружена пространственная близость оруденения с описанными КС. Однако следует отметить, что КС сами часто тяготеют к известным крупным тектоническим нарушениям.

Однако, на данном этапе можно делать лишь предварительные выводы, которые тем не менее свидетельствуют о высокой преспективности этих исследований.

Литература

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван. Айпетрат, 1958. 430 с.
2. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блокное строение Северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений // Советская геология. Москва: 1971, # 8. С. 15–27.
3. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1959.

4. Геология Армянской ССР. Том I, Геоморфология. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1962. 586 с.
5. Остроумова А. С. Голышко И. Н. Комплексное исследование вулканических образований (на примере Алавердского рудного узла) // Принципы и методы оценки рудоносности геологических формации. Магматические формации. Леанинград: «Недра», 1983. С. 236–248.
6. Shary, P.A., Sharaya, L.S., Mitusov, A.V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis // Geoderma. 2002. V.107, №1-2, p.1–32.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПАЧКИ БУРЕГСКИХ РАКУШНЯКОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ ФРАНСКОГО ЯРУСА ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЮЖНОГО ПРИИЛЬМЕНЬЯ

Родина Т.С.¹, Тарасенко А.Б.², Шишлов С.Б.³

¹ Горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *tany.rodina@yandex.ru*,

² Горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *etele1@ya.ru*,

³ Горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *sshishlov@mail.ru*

Приведено детальное описание шести литолого-генетических типов бурежских ракушняков и показаны основные закономерности их вертикальных и латеральных изменений. Выполнена генетическая интерпретация выявленных литологических характеристик и реконструированы обстановки осадконакопления. Показано, что вдоль Ильменского глинта пачку ракушняковых известняков образуют десять проградационно налегающих друг на друга клиноформ.

FEATURES OF BUREGI BIOCLASTIC LIMESTONES OF FRASNIAN STAGE UPPER DEVONIAN ON THE SOUTHERN BEACH OF THE IL'MEN LAKE

Rodina T.S.¹, Tarasenko A.B.², Shishlov S.B.³

¹ Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *tany.rodina@yandex.ru*,

² Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *etele1@ya.ru*,

³ Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *sshishlov@mail.ru*

We have made detailed description of six lithologic type of Buregi bioclastic limestones and shown main regularities of lateral changes on the southern beach of the Il'men Lake. Genetic interpretation of recognized lithological characteristics and sedimentation conditions reconstruction was carried out also. It was proved that Buregi bioclastic limestones consist of ten progradational clinofoms.

Ильменские и бурежские слои франского яруса верхнего девона хорошо обнажены на территории южного Приильменья. В долине р. Псижа и на Ильменском глинте (район дер. Буреги) Р.Ф. Геккером [1] установлен стратотип бурежских слоев. Изучению их литологических и палеонтологических особенностей посвящены работы А.В. Журавлева, С.Б. Шишлова, А.Б. Тарасенко [2, 3]. Показано, что бурежские слои мощностью 8 м представляют собой единую трансгрессивную последовательность.

Пачка ракушняковых известняков мощностью 0,5–1,5 м образует основание бурежских слоев, соответствует начальной фазе бурежской трансгрессии и залегает на пачке песчаников, которые формировались на максимуме ильменской регрессии. Состав пачки отличается существенной вертикальной и латеральной изменчивостью. На разных стратиграфических уровнях, но преимущественно в нижней части пачки, присутствуют слои чередований известняков, глин и песчаников, интракластовые песчаные и микритовые известняки. Цвет ракушняков многократно меняется с зеленовато-серого на буровато-красный. Представляемая работа посвящена выяснению закономерностей этих изменений и их седиментологической интерпретации.

Фактический материал собран авторами при детальном описании 32 разрезов пачки ракушняковых известняков в обрывах Ильменского глинта, бортах долины р. Псижа и карьерах у дер. Буреги. Анализ литологических колонок и профилей, изучение пришли-

фовок (50 штук) и оптико-микроскопические исследования более 50 шлифов позволили выявить шесть литолого-генетических типов бурежских ракушняков и установить закономерности их пространственно-временной локализации.

Каждый литолого-генетический тип (литотип) характеризует особый комплекс первичных признаков (вещественный состав, структура, цвет, текстура, органические остатки, ихнофоссилии, терригенная примесь). Ниже приведено подробное описание и интерпретация условий накопления литотипов, которые соответствуют зонам эпиконтинентального морского бассейна: **У** (высокодинамичная мелководная) и **З** (низкодинамичная мелководная).

Литотип У-1. Пакстоун-рудстоун пестроцветный фиолетово-бурый со светло-серыми пятнами песчанистый с волнистой слойчатостью. От 10 до 50% породы образуют раздробленные и окатанные остатки раковин брахиопод, гастропод, остракод, членики криноидей, спикулы губок и фрагменты панцирей рыб. Присутствуют пеллеты и крупные (до 3 см) раковины двустворок. Экстракласты (от 10 до 50% общего объема породы) представлены зернами кварца алевро-псаммитовой размерности и удлинёнными чешуйками гидрослюды. Характерны крупные песчаные гальки и глиняные интракласты размером от 1 см до 30 см.

Такие породы, вероятно, накапливались в мелководной высокодинамичной обстановке. Значительное количество терригенной примеси, присутствие интракластов указывает на процессы размыва подстилающих отложений у уреза воды, а остатки стеногалийных морских организмов свидетельствуют о нормальной солёности.

Литотип У-2. Известняк ракушняковый (вакстоун-флаутстоун) светло-серый. Органические остатки (15-80% общего объема породы) размером от 0,2 до 3 см, раздроблены, обычно окатаны и представлены обломками раковин и игл брахиопод, гастропод, разрозненными створками остракод, остатками мшанок. Их ориентировка намечает крайне неотчетливую серийную пологую косую разнонаправленную слойчатость. Цемент представлен микритовым кальцитом. Экстракласты редки. Это единичные зерна кварца алевритовой размерности. Присутствуют разнонаправленные ходы илоедов, заполненные оксидами или гидроксидами железа.

Очевидно, отложения такого типа накапливались в зоне с высокой биопродуктивностью (обилие биокластов, присутствие раковин хорошей сохранности) под действием интенсивных волнений придонных вод (размер биокластов, косая слойчатость) на значительном удалении от береговой линии (низкое содержание терригенной примеси).

Литотип У-3. Известняк ракушняковый (вакстоун-флаутстоун) в различной степени ожелезненный, красно-бурый. Среди органических остатков (15-80%) присутствуют как целые створки брахиопод, остракод, ядра гастропод рудитовой размерности (0,2-0,5 мм – 3 см), мшанки, так и их обломки. Экстракласты редки и представлены единичными зернами кварца алевритовой размерности. Цемент микритовый карбонатный, железистый. Слойчатость серийная, косая разнонаправленная, неотчетливая. Присутствуют разнонаправленные ожелезненные ходы илоедов.

Формирование этого литотипа, по-видимому, происходило в обстановке близкой к описанной для литотипа У-2. Ее основным отличием являлись условия благоприятные для интенсивного осаждения окислов железа.

Литотип З-1. Тонкое (1,0-,5,0 см) линзовидно-полосчатое чередование глины голубовато-серой алевритистой и известняка (рудстоуна) фиолетово-бурого песчанистого орга-

ногенного, содержащего крупные (до 4 см) раковины двустворок и фрагменты панцирей рыб. Экстракласты в известняке представлены алевритовыми и псаммитовыми зёрнами кварца, реже пластинками гидромусковита. Могут присутствовать прослои красно-бурого интенсивно ожелезненного алеврита. Расположение в известняке раковин выпуклой стороной вверх и намывы глинисто-алевритового материала намечают неотчетливую волнистую слоистость.

Вероятно, эти чередования формировались за счет многократной смены гидродинамических условий. В периоды с низкой волновой активностью накапливался силикатный пелитовый материал, мобилизуемый у уреза воды за счет размыва подстилающих отложений. Периоды повышения волновой активности приводили к накоплению карбонатного детрита, продуцировавшегося в мелководной зоне морского бассейна с нормальной соленостью.

Литотип Z-2. Тонкое (0,5-3,0 см) линзовидно-полосчатое чередование глин серовато-зеленых известковистых и известняков микритовых (мадстоунов, вакстоунов) светло-серых и серовато-вишневых, которые содержат редкие обломки раковин брахиопод. На мелкобугристых кровлях известняковых слоев присутствуют разрозненные створки мелких брахиопод и извилистые следы ползания.

Формирование таких чередований, по-видимому, происходило в обстановках, сходных с описанными выше для литотипа Z-1. При этом пониженное содержание терригенной примеси, отсутствие алевро-псаммитовых слоев и микритовый состав известняковых прослоев указывают на ослабление процессов эрозионной мобилизации терригенного материала, общее снижение гидродинамической активности придонных вод и относительную удаленность береговой линии.

Литотип Z-3. Известняк (вакстоун-пакстоун) светло-серый, зеленовато-серый с субвертикальными красно-бурыми или охристо-желтыми ходами двустворок, в которых иногда присутствуют целые раковины в прижизненном положении. Количество мелкого детрита брахиопод и остракод, а также терригенной примеси увеличивается снизу вверх.

Преимущественно микритовый состав известняков и небольшие размеры биокластов указывают на условия низкой гидродинамики морских придонных вод. Низкое количество силикатной примеси можно объяснить отсутствием источников терригенного материала или относительно удаленным положением береговой линии. Обилие субвертикальных ходов свидетельствует о переработке накопившегося осадка роющими организмами во время седиментационных перерывов.

Составление серии литологических профилей позволило выявить закономерности вертикальных и латеральных взаимоотношений установленных литотипов и показать, что на протяжении 15 км вдоль Ильменского глинта пачку ракушняковых известняков образуют 10 проградационно налегающих друг на друга клиноформ, мощность которых достигает 1,5 м, а протяженность изменяется в пределах от 1,0 до 3,0 км.

На схеме, отражающей общие черты строения установленных клиноформ (рис. 1), пакстоуны-рудстоуны типа Y-1 мощностью 0,05–0,2 м образуют основание клиноформ. В наиболее прибрежных (проксимальных) частях выше залегают чередования рудстоунов и глин типа Z-1 мощностью 0,1–0,2 м. В центральной части клиноформ их латерально замещают тонкие чередования глин и микритовых известняков типа Z-2 мощностью 0,2–0,3 м. На них залегают вакстоуны-пакстоуны литотипа Z-3, которые образуют тела толщиной от 0,05 до 0,15 м, выклинивающиеся как в проксимальной так и в дистальной час-

тях клиноформ. Ракушняковые известняки (вакстоуны-флаутстоуны) мощностью до 0,5 м образуют дистальную часть клиноформ. При этом светло-серые разности (литотип Y-2) располагаются ближе к центральной части клиноформ, а красно-бурые известняки (литотип Y-3) тяготеют к их периферии.

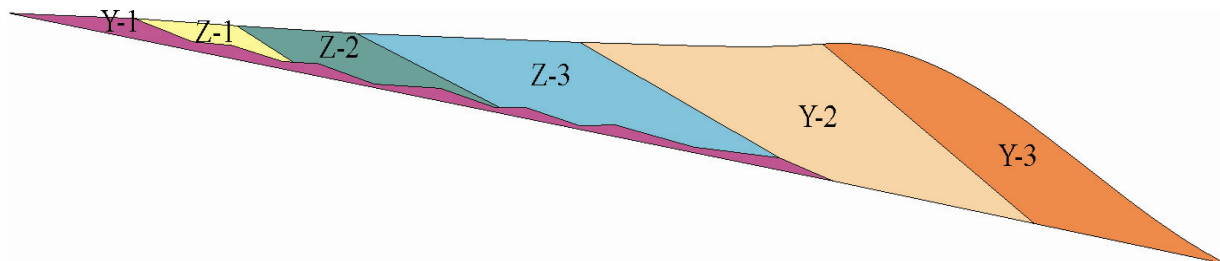


Рис. 1. Принципиальное строение клиноформы бурегских ракушняковых известняков. Цветом и индексами показаны литолого-генетические типы пород, описанные в статье.

Особенности строения клиноформ позволяют реконструировать процесс их формирования, происходивший на фоне повышения относительного уровня моря. На начальной фазе за счет размыва подстилающих терригенных отложений накапливались породы литотипа Y-1, которые образовывали небольшие положительные формы рельефа. Понижения между ними заполняли чередования типа Z-1. Затем на некотором расстоянии от берега формировались более крупные детритовые гряды (литотипы Y-2, Y-3), которые изолировали от открытой морской акватории небольшую лагуну. В ней у берега накапливались чередования известняков и глин (литотип Z-2) и примыкающей к детритовому холму микритовые известняки типа Z-3. При заполнении лагуны осадками процесс формирования клиноформы прекращался. Новая фаза подъема уровня моря приводила к образованию следующей клиноформы, которая оказывалась ретроградационно смещена относительно предыдущей.

Пространственная ориентировка клиноформ указывает на то, что в начале бурегского времени береговая линия простиралась с юго-запада на северо-восток и по мере развития трансгрессии смещалась на северо-запад.

Литература

1. Геккер Р.Ф. Стратиграфия и фауна верхнего девона Главного девонского поля Русской платформы и его фациальные изменения // Девон Русской платформы: СПб. докл. Л.; М., 1953. с. 73-86.
2. Тарасенко А.Б., Шишлов С.Б. Литолого-генетические особенности ильменских и бурегских слоев франского яруса в районе южного берега озера Ильмень // Региональная геология и металлогения. СПб. – 2012. – вып. 49. – С. 47-55.
3. Zhuravlev, A.V., Sokiran, E.V., Evdokimova, I.O. et al. 2006. Faunal and facies changes at the Early–Middle Frasnian boundary in the north–western East European Platform. *Acta Palaeontologica Polonica* 51 (4): 747–758.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СТАВРОЛИТ-ДИСТЕНОВЫХ СЛАНЦЕВ ИРТЫШСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Савинский И.А.¹, Владимиров В.Г.,^{1,2}

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: ilya.savinskiy@gmail.com,

²НГУ, г. Новосибирск, Россия, E-mail: vladimirov58@gmail.com

Существуют различные взгляды на происхождение ставролит-кианит-силлиманитовых сланцев Иртышской сдвиговой зоны (Предгорненский блок). Тем не менее, при тектонической интерпретации все они опираются лишь пиковые значения уровня метаморфизма пород. В настоящей работе совмещены микроструктурные и парагенетические исследования зоны перехода от пород высокобарического к зеленосланцевому комплексу. Это позволило уточнить параметры метаморфизма хлоритовых и кванитовых сланцев, структурно-кинематические характеристики их деформаций. Получены статистически обоснованные данные, которые позволили обосновать тектоническую природу ставролит-кианит-силлиманитовых сланцев Иртышской сдвиговой зоны. Выявлена зона локального синтектонического прогресса, генезис которой связан с проявлением базитового магматизма прииртышского комплекса.

TECTONIC SETTINGS OF THE STAUROLITE – KYANITE SCHISTS IN IRTYSH SHEAR ZONE (EASTERN KAZAKHSTAN)

Savinskiy I.A.¹, Vladimirov V.G.,^{1,2}

¹IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: ilya.savinskiy@gmail.com,

²NSU, Novosibirsk, Russia, E-mail: vladimirov58@gmail.com

There are different views on the origin of the St-Ky-Sil schists in Irtysh shear zone (Predgornensky unit). However, any tectonic interpretations are based only on peak levels of metamorphic rocks. In the given paper microstructural and paragenetic studies of the transition zone from the high-pressure to greenschist units are combined. It has allowed to specify the metamorphic parameters of chlorite and kyanite schists, and the structural and kinematic characteristics of their deformations. It is obtained statistically valid data which could afford to establish the tectonic nature of the St-Ky-Sil schists in Irtysh shear zone. It is recognized a local syntectonic high temperature zone, the genesis of which is associated probably with the basic magmatism of Irtysh complex.

Иртышская сдвиговая зона (ИСЗ) представляет собой сложно построенный глубинный разлом шириной от 1,5 до 20 км, простирающийся более чем на 1000 км по территории Восточного Казахстана, Китая и Монголии. Он ограничивает с северо-востока герцинские образования Обь-Зайсанского палеобассейна, разделяющего каледониды Сибирского и Казахстанского континентов. С юго-запада от Иртышской зоны (Калба-Нарымская структурно-формационная зона по [5–7] залегают преимущественно карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты (D_2gv), песчаники и черные сланцы такырской свиты (D_3-C_1). Они прорваны гранитоидами калбинского комплекса (Калбинский батолит). Непосредственно в сдвиговой зоне и в ее обрамлении широко проявлен кислый и базитовый синтектонический магматизм Прииртышского комплекса [5, 6].

Структурно-вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны и ее обрамления претерпели несколько тектоно-термальных эпизодов реактивации [3]. Возраст раннего

тектонического этапа оценивается в 280 млн лет, а второго 272–265 млн лет [8, 1–3]. Оба периода реактивации ИСЗ характеризуются деформациями с левосторонней кинематикой [8]. С первым этапом, как правило, соотносят возраст Калбинского батолита синтетектонического гранитоидов [8, 1–3].

Глубокометаморфизованные породы Иртышской сдвиговой зоны, представляют собой, как правило, тектонические блоки и пластины, которые заключены в матрикс из бластомилонитов и милонитов пород фации зеленых сланцев (преимущественно это хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы – Pl-Act-Ep, Qtz-Pl-Act-Ms, Qtz-Pl-Act-Bt-Chl, Qtz-Pl-Chl, Qtz-Pl-Ms) [4].

В настоящей работе происхождение глаубокометаморфизованных пород Иртышской сдвиговой зоны рассмотрено на примере ставролит-дистеновых сланцев Предгорненского блока.

Предгорненская пластина (блок, полоса) включает обнажения высокоглиноземистых метаморфических пород, в образцах которых зафиксировано одновременное нахождение силлиманита, кианита, ставролита и граната (+Bt,+Ms, \pm Chl). Породы зеленосланцевого комплекса северо-восточнее Предгорненской полосы представлены преимущественно хлорит-мусковитовыми сланцами. Наличие ассоциаций хлорита с мусковитом, мусковита с биотитом говорит о средних и высокотемпературных ступенях зеленосланцевой фации. Парагенезисы Qtz-Ab-Chl-Ms-Gr встречаются только в породах из приконтактной с силлиманитовыми гнейсами зоны, формируя картину «постепенного» перехода от метаморфизованных пород к гнейсам амфиболитовой фации метаморфизма [4]. Появление мнимой метаморфической зональности связано с тем, что после тектонического совмещения разнородных по уровню метаморфизма толщ повторный термальный прогрев привел к диафорезу высокобарических комплексов и проградному метаморфизму зеленосланцевого [4], что хорошо согласуется с данными о существовании как минимум двух термальных этапов в эволюции Иртышской сдвиговой зоны [8].

Для идентификации границы между двумя метаморфическими комплексами, уточнения параметров их метаморфизма, корреляции деформационных процессов и метаморфогенного минералообразования вкрест простирания ИСЗ отобраны ориентированные образцы. Для наиболее представительных проведен рентгеноспектральный анализ состава минералов (Gr, Bt, Ms, Chl, St и др.) и рассчитаны параметры метаморфизма [9].

Вдоль всего профиля был уточнен минералогический состав и выделены три типа предельных ассоциаций: Qtz+Pl+Bt+Ms \pm Chl+Gr+St+Sil+Ky, Qtz+Pl+Bt+Ms+Gr+Chl, Qtz+Pl+Chl+Ms. При переходе из зоны бластомилонитов, отвечающих ассоциации Qtz+Pl+Bt+Ms+Chl+Gr+St+Sil+Ky, в зону слабометаморфизованных пород (Qtz+Pl+Chl+Ms), отмечено последовательное исчезновение порфирокластов Ky и St, исчезает Sil, появляется Gr второй генерации. Хлорит, первоначально присутствующий только в зонах пониженного давления и в зонах скалывания, приобретает статус породообразующего.

При проведении расчетов параметров метаморфизма вдоль разреза (отдельно для составов граната из центральной и краевой частей зерен), было установлено, что в направлении к зеленосланцевому комплексу происходит не уменьшение температур и давлений (как ожидалось), а их возрастание. Лишь при переходе границы (КТ47 \rightarrow КТ52) происходит их практически скачкообразное падение:

	КТ35	→	КТ42	→	КТ43	→	КТ47	→	КТ52	→	КТ55
			<i>164м</i>		<i>62м</i>		<i>48м</i>		<i>42м</i>		<i>44м</i>
Центр зерна Gr:	597	→	612	→	641	→	595	→	572	→	540 (°C)
	5.9	→	5.3	→	6.9	→	6.0	→	4.9	→	3.1 (кбар)
Край зерна Gr:	588	→	582	→	645	→	591	→	579	→	546 (°C)
	5.4	→	4.9	→	6.9	→	5.8	→	4.9	→	3.0 (кбар)

Следует отметить, что пиковые параметры метаморфизма отвечают таковым, рассчитанным для зерен граната, «законсервированного» внутри кристалла кианита.

Проведенные оценки средних температур и давлений, показали, что условия метаморфизма кианитовых сланцев укладываются в диапазон по температуре от 570 °C до 645 °C и по давлению от 5.9 до 6.9 кбар.

Несмотря на то, что P-T-параметры метаморфизма гранат содержащих зеленых сланцев (540-545 °C и 3.0–3.1 кбар) существенно ниже, чем в кианитовых сланцах – их вряд ли можно отнести в область зеленосланцевого метаморфизма. Скорее всего можно говорить о процессах локального прогрева (вероятнее всего ороговикования) на границе толщ различной компетентности, которые в период реактивации ИСЗ становятся проницаемыми для перегретых флюидов магматического генезиса (габброиды прииртышского комплекса).

Анализ деформаций эталонного образца из кианитовых сланцев показал наличие высокотемпературного дробления породы с проявлением домино (tilting) структур. Большинство образцов ставролит-кианитовых и хлоритовых сланцев характеризуются монотонным залеганием и сходным типом деформаций – это пластичные и (реже) хрупкопластичные деформации с левосторонней кинематикой. На это указывают отчетливо проявленные кинематические индикаторы – структуры растяжения C/C'/S и C/S типа, слюдяные рыбки, домино-структуры.

Как показали структурные наблюдения «Иртышский» стиль деформаций (левосторонние сдвиги) доминирует и отдельные отклонения от этого правила носят локальный характер. Они связаны с макроструктурами типа домино, например, вдоль тектонической границы ставролит кианитовых и хлоритовых сланцев.

Для пород Предгорненского участка установлено точное положение границы Gr-St-Ky и Chl-Ms сланцев, являющейся тектонической границей Предгорненского блока и бластомилонитов Иртышской сдвиговой зоны. Переход от Gr-St-Ky пород к Chl-Ms сланцам происходит не постепенно, а скачкообразно. При этом в направлении от Gr-St-Ky сланцев к границе температура первоначально возрастает 550 до 650 градусов, а затем через 130–140 метров снижается до 540 °C, тогда как давление падает с 7 до 3 кбар.

Полученные ранее оценки возраста метаморфизма (теплового прогрева бластомилонитов ИСЗ) [8] отвечают возрасту реактивации тектонической зоны, но не возрасту метаморфизма Gr-St-Ky сланцев, что предполагалось и ранее, но не было доказано.

Показано, что сдвиговые деформации ИСЗ Предгорненского участка отвечают левосторонней кинематике. Одиночные индикаторы деформаций с правосторонней кинематикой отвечают границе Gr-St-Ky и Chl-Ms сланцев, где могут проявиться элементы tilting-структур.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований СО РАН (проект № ОНЗ-10.3), ПФИ СО РАН – ДВО РАН – УрО РАН (проект 77), проекта РФФИ № 12-05-31470.

Литература

1. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мещнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования)// Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 8, С. 1157-1178.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М.: ГИН РАН. 2005. С. 182-215.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геол. и геофиз. – 2008. – Т. 49. – № 7. – С. 621-636.
4. Владимиров В.Г. Особенности метаморфизма и химизм гранатов Иртышской зоны смятия (Восточный Казахстан) // В кн. «Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма», Новосибирск: Наука, 1990. С.24-39.
5. Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимова И.А. и др. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С.61-74.
6. Кузубный В.Е., Ермолов П.В., Полянский Н.В. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С.4-38.
7. Марьин А. М. Доорогенные магматические и ультраметагенные комплексы Иртышской зоны смятия // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С.52-72.
8. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г. Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, №12, с.1347-1350.
9. Holland T.J.B., Powell R. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{MnO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2-\text{C}-\text{H}_2-\text{O}_2$ // J. Metamorphic Geol. 1990. V. 8. № 1. P. 89-124 (<http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html>).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

Салтанов В. А.

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: saltanov@vsegei.ru

Приведены новые данные по структурно-геологическим особенностям карбонатитов Восточного Таймыра, подтверждающие, что эти породы не являются осадочными образованиями.

NEW DATA ON THE GEOLOGICAL COMPOSITION OF THE CARBONATITES OF EAST TAIMYR

Saltanov V.A.

VSEGEI, Saint Petersburg, Russia, E-mail: saltanov@vsegei.ru

New data relating to the structural features of carbonatites of East Taimyr is cited which confirms that these rocks are not sedimentary.

В ходе проведения в 2012 году геохимических поисков свинцово-цинкового оруденения нетрадиционного типа в восточной части гор Бырранга получены новые данные при самостоятельных и совместных с В. Ф. Проскурниным исследованиях по особенностям геологического строения инъекционных карбонатных тел (карбонатитов). Ареал вулканоплутонических карбонатитов выявлен на Восточном Таймыре в 2006–2007 гг. [2, 3]. Ранее [1] эти образования определялись как осадочные породы девонского возраста, вскрытые в ядрах антиклинальных структур среди каменноугольно-пермских терригенных отложений.

Павловский карбонатный массив расположен в среднем течении р. Летчика Павлова. В его юго-западной части обнаружены карбонатиты с необычными текстурными особенностями (рис. 1, *a*). Тонкозернистая основная масса этих горных пород «обтекает» обломки размером 5–60 см, многие из которых имеют округлую форму. На контакте с токозернистой массой вокруг «обломков» образуются плотные оторочки — скорлупы шарообразной и других «сглаженных» форм. Внутренняя часть обломков представлена карбонатными светло-серыми мелко-среднезернистыми массивными, полосчатыми породами. Полосчатость напоминает флюидалность, которая прослеживается иногда согласно из обломка в обломок (рис. 1, *b*), образуя в целом реликт единого слоя или потока, разбитого «текущей» основной массой. Первичное определение породы может отвечать грубобрекчиевой кластолаве карбонатитов.

На противоположном берегу реки находятся отдельные коренные выходы карбонатитов среди осыпей терригенных пород. В этих обнажениях наблюдаются взаимоотношения, позволяющие говорить о «многофазном» строении карбонатных пород и их дискордантном положении по отношению к пермским терригенно-осадочным отложениям. В одном из таких обнажений отчетливо видно, как три визуально различных типа карбонатных пород секут друг друга (рис. 2). Они представлены: 1) белой мелкозернистой массивной породой; 2) бежевой плотной массивной породой со своеобразной гипидиоморфнозернистой структурой, напоминающей гранитовую; 3) темно-серой карбонатной брекчией, про-

рывающей первые две разности и образующей в них апофизы. Многие обломки в карбонатной брекчии имеют линзовидную или округлую форму, некоторые из них достигают 40 см в диаметре. Часть обломков представлена белой мелкозернистой породой, весьма сходной с той, которую прорывает брекчия. В карбонатных породах, преимущественно «гранитовидных» (2), встречаются кальцитовые прожилки мощностью несколько сантиметров.



Рис. 1. Скорлуповидные образования в тонко-мелкозернистой карбонатной основной массе (Павловский карбонатитовый массив): *а* — общий вид обнажения, *б* — полосчатость, переходящая из обломка в обломок

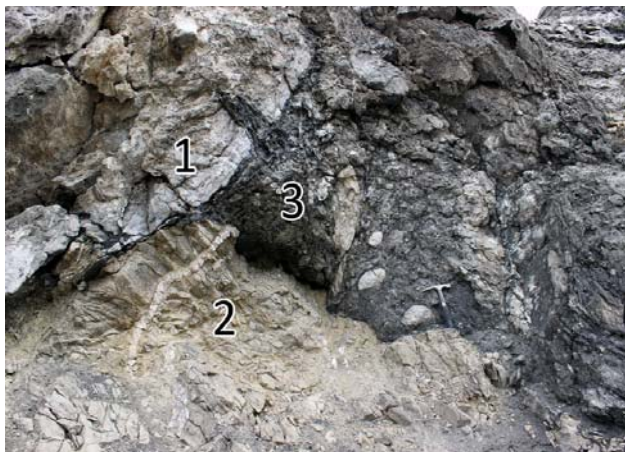


Рис. 2. Три типа карбонатных пород прорывают друг друга (пояснения в тексте). Павловский карбонатитовый массив

В обоих рассмотренных обнажениях отмечаются натечные кавернозные минеральные агрегаты, напоминающие фумарольные образования.

В северо-восточном экзоконтакте карбонатитов Павловского массива в элювиально-делювиальных развалах и небольших коренных выходах отмечаются брекчиевидные породы от зеленовато-серого до темно-вишневого цветов, визуально напоминающие кимберлиты. Обломки представлены, главным образом, измененными габбродолеритами, реже терригенными и карбонатными породами, не сортированы по крупности, многие из

них окатаны (оплавлены?), размер варьирует от первых миллиметров до десятков сантиметров (рис. 3).

В юго-восточном эндоконтакте Верхнезеленинского карбонатитового массива (лево-бережье р. Зеленой) расположены коренные выходы карбонатных брекчий, от щебеночных до крупноглыбовых. В них встречаются многометровые ксенолиты интенсивно катаклазированных вмещающих терригенных пород — углеродистых алевролитов (рис. 4). В породах отмечаются участки со структурами «брекчия в брекчии», то есть обломки сами обладают брекчиевидной структурой.



Рис. 3. Брекчия в северо-восточном экзоконтакте Павловского карбонатитового массива



Рис. 4. Брекчия в юго-восточном эндоконтакте Верхнезеленинского карбонатитового массива

Таким образом, установленные в ходе полевых наблюдений 2012 года особенности геологического строения карбонатных массивов Восточного Таймыра дополнительно подтверждают, что эти породы не являются осадочными образованиями и требуют проведения дальнейших минералого-петрографических, петрохимических, изотопно-геохимических и других исследований с целью уточнения генезиса этих образований, и, в частности, происхождения их необычных структур и текстур.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист S-47-49 — оз. Таймыр. Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. Е. Погребницкий. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 231 с.
2. Петров О. В, Проскурнин В. Ф., Гавриш А. В. и др. Раннемезозойские карбонатиты Восточного Таймыра // Региональная геология и металлогения. 2010. №4. С. 5–22.
3. Проскурнин В. Ф., Петров О. В., Гавриш А. В. и др. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. № 3. С. 95–102.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ВДОЛЬ СЕВЕРНОЙ ГРАНИЦЫ АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

Серов М.А., Жижерин В.С.

ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия, E-mail: serov@ascnet.ru

В работе приводятся первые результаты многолетних наблюдений по современным движениям блоковых структур Верхнего Приамурья вдоль северной границы Амурской литосферной плиты. Они основаны на геодезических измерениях с использованием GPS технологий и геолого-геофизической информации. Современная геодинамика и сейсмичность Дальневосточного региона в значительной мере определяются взаимодействием Евразийской и Амурской литосферных плит, границы которых представляют собой транзитные зоны, состоящие из блоков, ограниченных сейсмоактивными разломами. Кинематические подвижки на границах указанных плит обусловили формирование разломно-блоковых структур. На их границах наблюдается высокая концентрация напряжений земной коры, приводящая к нарушению устойчивости геологической среды и деформациям в межблоковой среде, которые нередко выступают основным фактором при формировании очагов землетрясений различной магнитуды. Полученные результаты свидетельствуют о том, что районы максимальной дисперсии векторного поля скоростей пространственно совмещены с зонами повышенной сейсмичности на границах блоков и узлах пересечения разрывных нарушений.

RESEARCH OF MODERN MOVEMENTS OF BLOCK STRUCTURES ALONG NORTHERN BORDER OF THE AMUR EARTH'S PLATE

Serov M.A., Zhizherin V.S.

IGNM FEB RAS, Blagoveshensk, Russia, E-mail: serov@ascnet.ru

In paper is presented the first results of long-term observations on contemporary block structures movements of the Upper Amur region along the northern border of the Amurian lithospheric plate. They are based on geodetic measurements via GPS technology and geological and geophysical data. Modern geodynamics and seismicity of the Far East region is vastly determined by interaction of the Eurasian and the Amurian tectonic plates the boundaries of which is performed by transit areas, consisting of blocks bounded by seismically active faults. Kinematic shifts at the boundaries of specified plates resulted formation of fault-block structures. At their boundaries there is a high concentration of crust stresses, leading to the loss of stability of the geological agent and strain in inter-bloc media, which often play main role in formation of different magnitudes earthquakes foci. Obtained results indicate that the areas with maximum variance of vector velocity field spatially aligned with areas of high seismicity on block boundaries and junctions of faults intersection.

Территория исследуемого региона принадлежит восточной окраине Центрально-Азиатского складчатого пояса и представляет собой сочетание микроконтинентов и орогенных поясов. С началом неотектонического этапа (эоцена) – тектонические движения земной коры на рассматриваемой территории были во многом связаны со смещениями по сдвиговым зонам Евразийской плиты в восточном направлениях [1]. Движения способствовали формированию разрывов и зон повышенной проницаемости, служащих каналами

для дегазации недр и разгрузки флюидов [6]. Активизировались также сейсмические процессы широко проявленные на границах блоков, вдоль Монголо-Охотской (Северо- и Южно-Тукуринградской) систем глубинных разломов.

В пределах рассматриваемого региона можно выделить зону современной деструкции литосферы [7]. Она представляет собой естественное продолжение северо-восточного сегмента зоны современной деструкции литосферы в Байкальской сейсмической зоне, но на более раннем этапе развития, поскольку, по данным каталогов USGS и ГС РАН, зафиксированы землетрясения с магнитудой до 6. В связи с этим вопрос о северной границе Амурской литосферной плиты до сих пор остается открытым.

Большинство исследователей проводят её вдоль Байкальского и северной ветви Станового сейсмических поясов [10,9,2]. Становой сейсмический пояс разделяется на две ветви: первая, северная, проходит по Становому хребту вплоть до Удской губы Охотского моря, вторая, южная – вдоль Тукурингро-Джагдинского хребта. Авторы, оставляя этот вопрос дискуссионным полагают, что она имеет более сложную конфигурацию и вытянута от Удской губы (по югу Алданского щита и вдоль группы впадин северо-восточного фланга БРЗ, вдоль о. Байкал) и далее на запад по прогибам Северной Монголии. Пободно-го мнения придерживаются Petit с соавторами [8]. Альтернативное мнение у Ю.Ф. Малышева с коллегами [4], которые в качестве северной границы принимают пояс приподнятой астеносферы, протягивающиеся от Байкальского рифта на восток вдоль Джелтулакского разлома. В тоже время как Парфенов Л.М. с соавторами [5], Имаев В.С. с коллегами [3] полагают, что межплитная граница представлена буферной зоной сейсмоактивных структур, северная граница которой соответствует Олекмо-Становой сейсмическому поясу, а южная Монголо-Охотскому разлому. Таким образом, вопрос о современных движениях в зоне взаимодействия Амурской и Евразийской литосферных плит и выделении их границ является актуальным.

Геодезические наблюдения за современными движениями тектонических блоков земной коры вдоль северной границы Амурской литосферной плиты на территории Верхнего Приамурья были начаты 2007 году с организации геодинимического полигона, который ограничен в субширотном направлении от точки EROF с координатами 121.96 в.д. 53.99 с.ш. до точки PIKA 127.43 в.д. 53.77 с.ш., и в субдолготном от точки MAGD 125.80 в.д. 53.46 с.ш. до точки STAN 124.86 в.д. 56.04 с.ш. (координаты даны в WGS-84).

В результате измерений с использованием GPS технологий были получены новые данные о геодинимической активности разломно-блоковых структур Верхнего Приамурья и о скоростях их смещений. Установлено, что блоковые структуры имеют тенденцию к смещению преимущественно в ЮВВ направлении, со скоростями (в системе отсчета ITRF2008) от 23 до 42 мм/год (рис. 1).

На основе геодезических и сейсмологических данных установлено, что блоки, заключенные между Становой и Монголо-Охотской системами разломов, движутся преимущественно в ЮЗ направлении относительно предполагаемой Амурской литосферной плиты. Полученные результаты подтверждаются смещениями пунктов (STAN, ANOS, DJEL, ZEYA) относительно пункта VLAG в том же направлении со средней скоростью 11 мм/год (рис. 2). Левостороннее направление движения совпадает с типом основных разломных нарушений региона и может свидетельствовать о продолжающихся горизонтальных перемещениях вдоль западного фланга Южно-Тукурингского разлома.

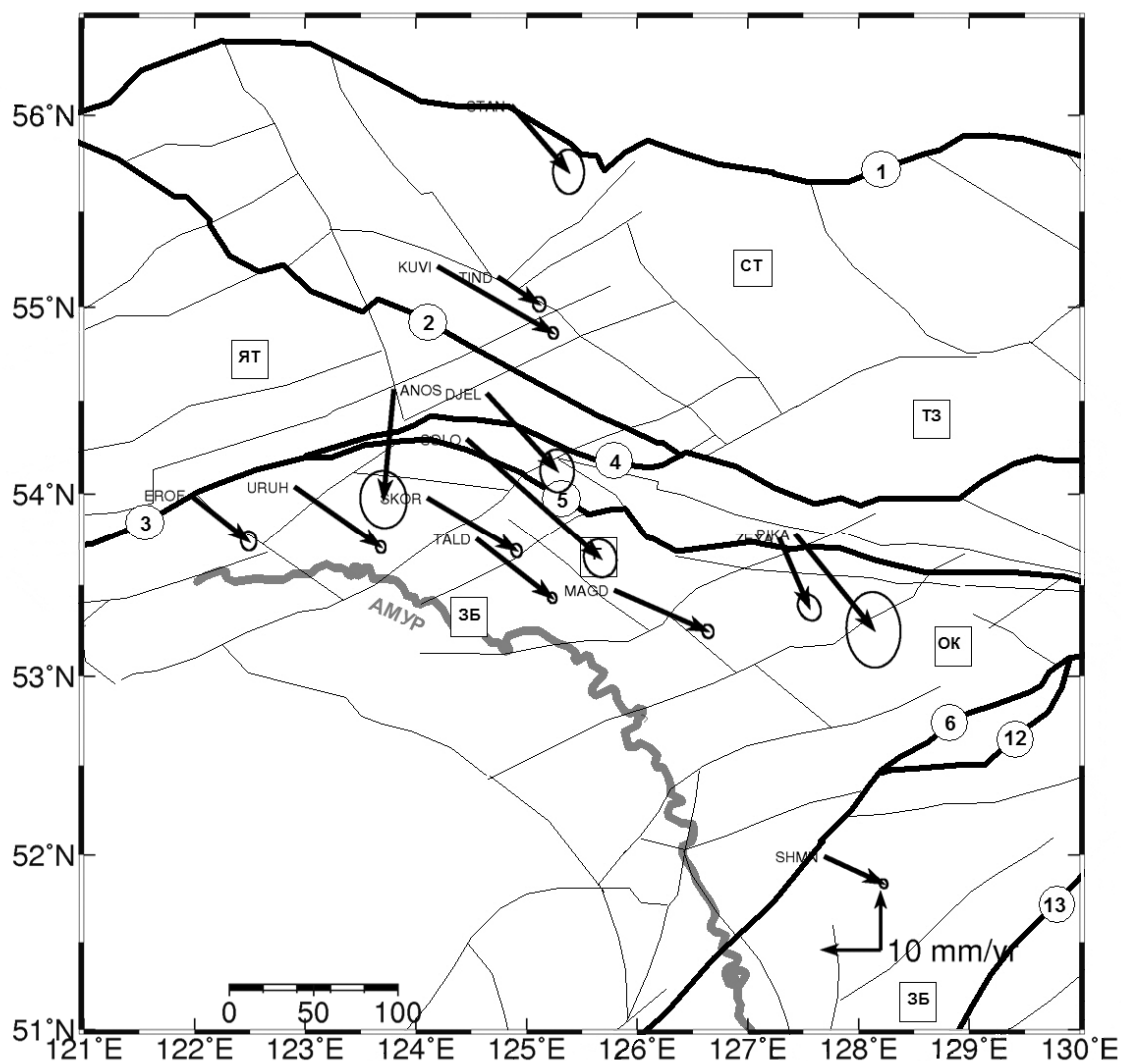


Рис. 1. Направления движений и среднегодовые скорости постоянных и периодических GPS пунктов наблюдений в системе ITRF2008 (мм/год). Эллипсами показаны ошибки измерений в 95% доверительном интервале.

Следует отметить и наличие локальных процессов. Скорость укорочения между близко расположенными точками TIND и KUVI (в пределах 30 км) составляет 13 мм/год, что указывает на возможную зону развития сдвиго-сбросовых процессов вдоль Гилуйского разлома, являющегося северной границей Тындинско-Зейской депрессии. Разнонаправленное движение и наибольшая разница в векторах между пунктами SOLO и DJEL (расстояние 40 км), а также дальнейшее увеличение скорости в пункте ANOS, дает возможность говорить о полном закрытии Монголо-Охотской складчатого пояса в районе 123 меридиана. Разница в скоростях указывает на довольно высокую современную активность перемещений тектонических блоков по Северо-Туруингскому, Дзелтулакскому и Гилуйскому разломам.

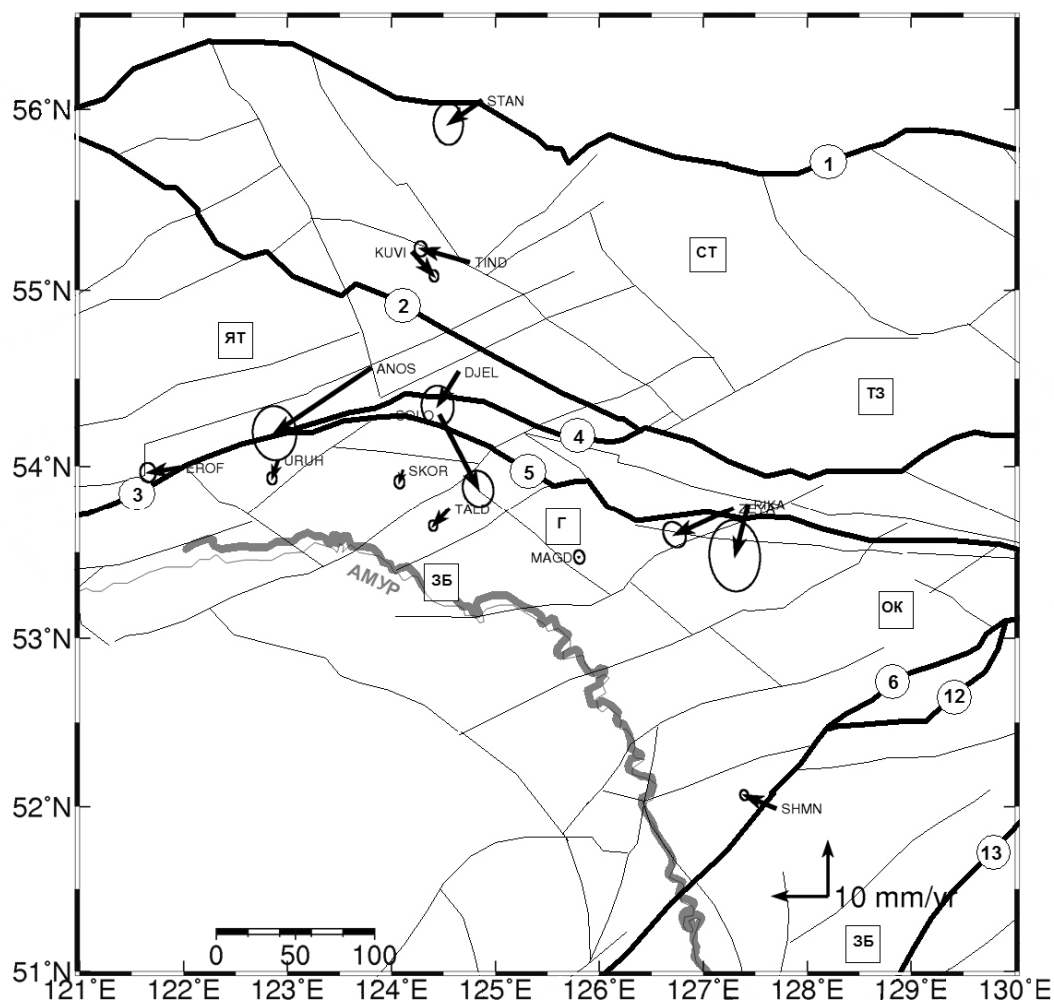


Рис. 2. Поле направлений и скоростей горизонтальных смещений GPS пунктов относительно станции ВЛАГ (г. Благовещенск) в мм/год. Эллипсами показаны ошибки измерений в 95% доверительном интервале.

Одним из подтверждений активизации неотектонических процессов на данной территории может служить землетрясение произошедшее 14 октября 2011 г. в Сковородинском районе Амурской области (с магнитудой 6.2), с интенсивностью до 7 баллов по шкале MSK64. Это землетрясение стало самым крупным сейсмическим событием, произошедшим в указанном районе за весь период инструментальных сейсмологических наблюдений. В тоже время на расстоянии 117 км, в ближайшем пункте непрерывных GPS наблюдений п.г.т. Ерофей Павлович (EROF), не было зафиксировано косейсмических смещений земной поверхности и поверхностных волн, которые могли бы быть вызваны этим событием. Это позволяет предположить весьма компактную геометрию очага землетрясения и малую его протяженность, либо большую глубину нахождения очага землетрясения.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что современная геодинамика блоковых структур восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса во многом определяется движениями, происходящими вдоль границы Евразийской и Амурской литосферных плит.

Исследование выполнено при финансовой поддержке: РФФИ в рамках научного проекта 11-05-98577, гранта президента РФ МК-1167.2012.5 и Президиума ДВО РАН 13-III-B-08-012.

Литература

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным GPS-геодезии // Геология и геофизика, 2011, Т. 52, № 2. С. 299-311.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника, 2004, № 1, С. 3–20.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на Юге Сибири // Тихоокеанская геология, 2003, Т. 22, № 6, С. 55–61.
4. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Н.П. Романовский, Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология, 2007, Т. 26, № 2, С. 3–17.
5. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Савостин Л.А. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника, 1987, № 6, С. 94–108.
6. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеанская геология, 2011, том 30, №1, С. 16-29.
7. Шерман С.И., Сорокин А.П., Сорокина А.Т., Горбунова Е.А., Бормотов В.А. Новые данные об активных разломах и зонах современной деструкции литосферы Приамурья // Доклады Академии наук, 2010. Т. 435. № 5. С. 685-691.
8. Petit C., Fournier M. Present-day velocity and stress fields of the Amurian plate from thin-shell finite-element modeling // Geophys. J. Int., 2005, v. 160, P. 357–369.
9. Wei D., Seno T. Determination of the Amurian plate motion // Mantle Dynamics and Plate Interaction in East Asia / Eds. M. Flower, S. Chung, C. Lo, T. Lee. 1998, P. 337–346.
10. Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics, 1981, v. 76, P. 1–45.

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА ШЕЛЬФЕ И КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Серов П.И., Андреева И.А., Ванштейн Б.Г., Крылов А.А., Разуваева Е.И.

ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: iiiaiii@bk.ru

В работе представлены результаты экспедиционных и аналитических исследований донных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря. Основное внимание уделялось изучению литолого-минералогических и геохимических особенностей донных осадков шельфа и континентального склона, определению их абсолютного возраста радиоуглеродным методом и исследованию бентосных фораминифер. Полученные результаты позволили выявить основные факторы, влияющие на осадконакопление, а также реконструировать условия образования голоценовых и, частично, верхнеплейстоценовых донных осадков в пределах изученного участка. Было установлено, что осадконакопление в юго-западной части Южно-Китайского моря определяется близостью реки Меконг, геоморфологическими особенностями дна и колебаниями уровня моря.

FEATURES OF MODERN SEDIMENTATION ON THE SHELF AND CONTINENTAL SLOPE OF SOUTH-WESTERN PART OF THE SOUTH CHINA SEA

Serov P.I., Andreeva I.A., Vanshtein B.G., Krilov A.A., Razuvaeva E.I.

VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg, Saint Petersburg, Russia, E-mail: iiiaiii@bk.ru

The research presents the results of the expedition and analytical studies of bottom sediments of south-western part of the South China Sea. The main attention was paid to the lithological, mineralogical and geochemical characteristics of bottom sediments of the shelf and continental slope, the determination of the radiocarbon age and the study of benthic foraminifera. The obtained results allow to identify the main factors affecting the deposition, as well as to reconstruct the conditions of the Holocene and, partially, Upper Pleistocene sediments formation within the studied area. It was found that sedimentation in the south-western part of the South China Sea is controlled by the proximity of the Mekong, the geomorphological features of the seabed and sea level fluctuations.

Южно-Китайское море (ЮКМ) является самым большим окраинным морем Азии, отделяющим крупнейший материк от крупнейшего океана. В связи с этим, ЮКМ является ключевой областью во взаимодействиях между континентом и океаном, предоставляя уникальные возможности для изучения особенностей поступления, транспортировки и отложения осадочного материала, изменения уровня моря и климатических вариаций [2]

Основным объектом изучения в данной работе являются колонки донных осадков, отобранные в ходе экспедиционных работ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» в 2009 и 2010 гг. в рамках контракта с СОК «Вьетгазпром». Район исследований расположен на шельфе, континентальном склоне и подножье континентального склона в юго-западной части ЮКМ (рис. 1).

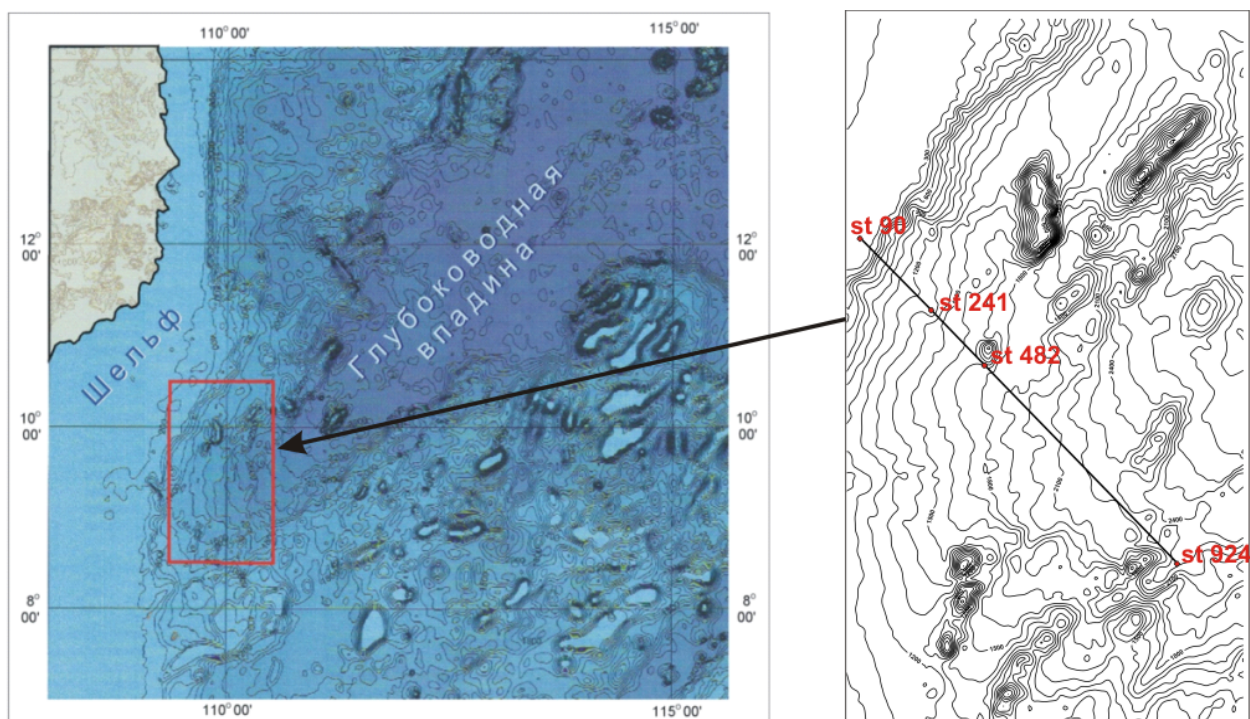


Рис. 1. Расположение района работ и батиметрическая схема с расположением профиля детальных исследований в юго-западной части Южно-Китайского моря.

В полевых и лабораторных условиях с разной степенью детальности было изучено около 2000 колонок донных осадков длиной 150-250 см. Для более детального исследования были выбраны колонки 90, 241, 482 и 924, характеризующие донные осадки различных батиметрических уровней и литофациальных зон (рис. 1). Комплекс аналитических методов включал в себя гранулометрический анализ, минералогический анализ тяжелой фракции, определение видового состава бентосных фораменифер, определение абсолютного возраста донных осадков радиоуглеродным методом, определение содержания Fe_2O_3 , FeO , $CaCO_3$ и Сорг в донных осадках, определение содержания Cl и SO_4 в водных вытяжках из донных осадков.

По результатам проведенных исследований было установлено, что распределение типов осадков определяется батиметрическим и геоморфологическим факторами, а также расстоянием от устья реки Меконг. В юго-западной части района работ расположена область распространения шельфовых донных осадков, представленных преимущественно песками от мелкозернистых с примесью алеврита и пелита до хорошо отмытых крупнозернистых. Бровка шельфа покрыта смешанными осадками, миктитами, различного гранулометрического состава. Крутая часть континентального склона и область перегиба склона покрыты однородными по гранулометрическому составу глинистыми илами темно-серого цвета. Далее располагается область распространения гемипелагических глинистых илов, в пределах которой наблюдается изменение цвета осадков по разрезу. Под окисленным слоем буро-коричневого наилока расположен слой зелено-серых глинистых илов, которые в интервале 80-120 см постепенно переходят в коричнево-серые. В ряде колонок в толще глинистых илов были обнаружены прослои и линзы песков различного гранулометрического состава.

Области распространения глинистых илов, содержащих песчаные прослои и линзы, приурочены к геоморфологическим ловушкам осадочного материала, образованным плоскими участками дна, ограниченными возвышенностями с нескольких сторон и в ряде случаев лежащими в устье подводных каньонов (рис. 2). В пределах изученного участка геоморфологические ловушки открыты для поступления осадочного материала со стороны шельфа и препятствуют его дальнейшему перемещению в глубоководные области.

Минеральный состав тяжелой подфракции алевритовой фракции донных осадков достаточно однороден по аллотигенным минералам и значительно изменчив по комплексу аутигенных минералов, что свидетельствует о едином источнике поступления осадочного материала и различных физико-химических условиях в осадке.

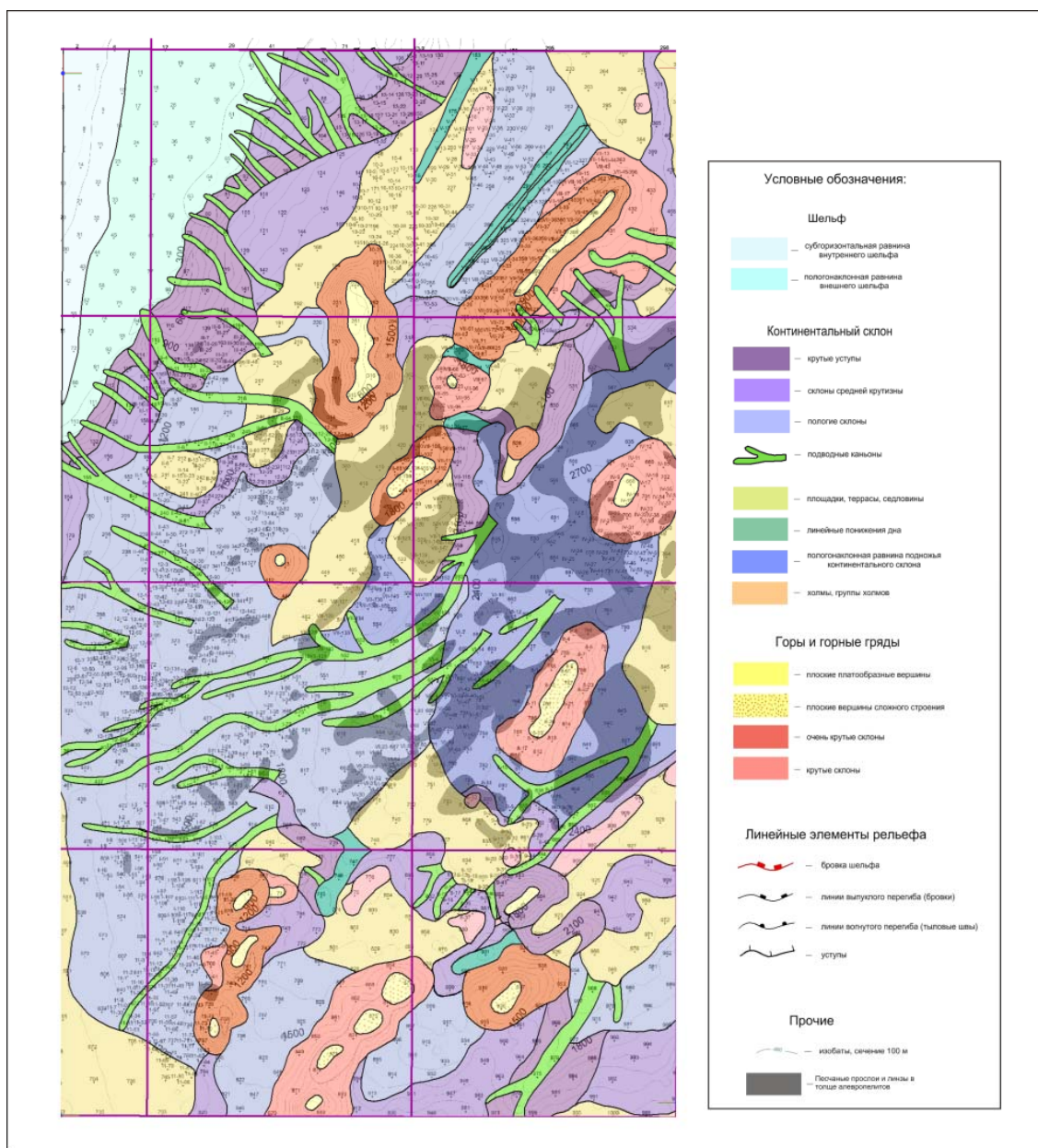


Рис. 2. Геоморфологическая схема района работ с нанесенными на нее областями распространения песчаных прослоев и линз в толще глинистых илов

Минеральный состав тяжелой подфракции шельфовых осадков и песков, расположенных в виде прослоев в толще глинистых илов подножья континентального склона идентичен, что указывает на поступление песчаного материала в глубоководную область со стороны шельфа. Морфологические особенности дна, в частности, наличие большого количества подводных каньонов на континентальном склоне подтверждает вывод о поступлении вещества с шельфа. Увеличение гранулометрической крупности поступающего со стороны шельфа материала, вероятнее всего, связано с уменьшением уровня моря, в результате которого площадь шельфа сокращалась при прежнем количестве поступающего на него материала.

Соотношение содержания Cl и SO₄ в водных вытяжках из донных осадков станции 241, отобранной на континентальном склоне, значительно варьирует по разрезу колонки. В интервале 95–105 см наблюдается соотношение Cl и SO₄ отвечающее солевому составу морской воды и аналогичное зафиксированному в осадках глубоководной области. В интервале 105–195 см содержание Cl и SO₄ существенно снижается, их отношение становится сходным с зафиксированным в осадках шельфа. Изменение содержания Cl и SO₄ и их соотношения по разрезу колонки предположительно отражает процессы распреснения, которые могут быть объяснены уменьшением уровня моря и, как следствие, миграцией зоны смешения морских и речных вод в область континентального склона.

Результаты определения абсолютного возраста донных осадков бровки шельфа радиоуглеродным методом позволили определить возрастные границы перерыва в осадконакоплении, наличие которого предполагалось по эрозионному характеру контактов между слоями, обнаруженному в ряде колонок. По полученным данным период ненакопления донных осадков в области бровки шельфа имел место на границе Голоцена и Плейстоцена между 12000 и 18000 лет назад и отражает максимум регрессии.

Микропалеонтологический анализ бентосных фораменифер выявил существенные вариации по разрезам колонок. В интервале 90–195 см отмечается сокращение общего количества фораменифер и количества видов при увеличении количества фораменифер плохой сохранности. Снижение видового разнообразия может быть связано с уменьшением потока органики, вызванное аридизацией климата в ледниковье [1]. Увеличение содержания переотложенных фораменифер свидетельствует о перемыве более древних осадков.

В результате проведенных исследований был детально изучен разрез позднечетвертичных донных осадков юго-западной части Южно-Китайского моря, что позволило охарактеризовать особенности позднечетвертичного седиментогенеза.

Было выявлено изменение механизмов поступления, распределения и осаднения осадочного материала в голоценовое и, частично, верхнеплейстоценовое время.

Установлено, что осадконакопление на шельфе и континентальном склоне юго-западной части Южно-Китайского моря контролируется несколькими основными факторами: близостью реки Меконг, геоморфологическими особенностями дна, изменением уровня моря.

Обнаружено, что формирование песчаных прослоев в толще алевропелитовых илов связано с регрессивной стадией последнего ледникового цикла.

Установлено, что донные осадки бровки шельфа отражают периоды максимума регрессии в виде несогласий, датированных интервалом времени 12 000–18 000 лет.

Литература

1. Sun, X., Li, X., Luo, Y., Chen, X., 2000. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 160, 301–316.)
2. Wang Pinxian, Wang Luejiang, Bian Yunhua, Jian Zhimi. Late Quaternary paleoceanography of the South China Sea: surface circulation and carbonate cycles. // *Marine Geology* 127, 1995.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА

Смалюк А. В.

ГГУ, г. Гомель, Республика Беларусь, E-mail: a_smalyuk@mail.ru

Вулканизм — один из ведущих факторов формирования рельефа Земли. Особенно ясна роль вулканизма в рельефообразовании в областях молодого вулканизма. Вулканическая деятельность не только изменяет топографию земной поверхности, но и влияет на ход других рельефообразующих процессов. Часто вулканические извержения вызывают перестройку гидросети, благодаря им образуются озера в кальдерах, а также при подпруживании вулканическим материалом русел рек. Вулканическая деятельность способна интенсивно влиять на морскую абразию и аккумуляцию. Вулканизм проявлялся на Земле начиная с ранних этапов ее эволюции, поэтому этот фактор рельефообразования очень древний и продолжительный.

INFLUENCE OF VOLCANISM ON RELIEF

Smaliuk A.V.

GSU, Gomel, Republic of Belarus, E-mail: a_smalyuk@mail.ru

Volcanism — one of the leading factors of formation Earth's relief. The volcanism role in formation of a relief in areas of a young volcanism is especially studied. Volcanic activity not only changes topography of a terrestrial surface, but also influences a course of other processes of formation of a relief. Volcanic eruptions often cause the restricting of the drainage system, thanks to them lakes formed in the calderas, and also volcanic material dammed river channels. Volcanic activity is capable to influence sea abrasion and accumulation intensively. The volcanism was shown on Earth since early stages of its evolution, therefore this factor of formation of a relief very ancient and long.

В историческое время в наземных условиях возникло около 100 крупных и несколько тысяч мелких наземных вулканических сооружений. Количество вулканических построек на дне морей и океанов точно не установлено, однако предположительно их значительно больше, чем наземных. Вулканы распределены на земной поверхности не беспорядочно, а следуя определенным закономерностям. Они приурочены к подвижным зонам земной коры. Вулканы особенно часто встречаются в переходных зонах от материков к океанам, в пределах островных дуг, граничащих с глубоководными желобами. На материках вулканы группируются вблизи глубинных разломов. В океанических впадинах они часто приурочены к срединно-океаническим хребтам и глубинным разломам, поперечным к хребтам.

Вулканические процессы приводят к образованию положительных и отрицательных форм рельефа, а в ряде случаев нивелируют, сглаживают ранее сформированную поверхность.

Формирование вулканического рельефа отличается чрезвычайной быстротой. С вулканическими процессами в настоящее время связаны самые быстрые и значительные по площади и размаху высот изменения топографии земной поверхности. Как процессы накопления вулканического материала, так и процессы разрушения ранее сформированного

рельефа идут в геологическом понимании мгновенно — в течение лет, месяцев, дней, часов, минут или даже секунд.

Среди вулканических сооружений с положительными формами рельефа наиболее распространенными являются вулканические конусы — горы с несколько усеченными вершинами. На вершине такой горы находится чашеобразное углубление (кратер). Кратер соединяется с подводющим каналом (жерлом), по которому на поверхность земли поступают вулканические продукты. Форму идеального конуса имеют, например, вулканы Тятя на Курилах, Ключевской, Вилючек и другие на Камчатке.

Стратовулканы формируются при извержениях центрального типа (рис. 1) и характеризуются сложным строением, склоны их сложены чередующимися прослоями рыхлого пирокластического материала и лавы. Крутизна склонов может быть различной (рис. 2) и зависит от состава извергавшегося материала и характера извержений. Стратовулканы достигают иногда высоты 5-6 км, например высота такого стратовулкана, как Ключевской на Камчатке, 4850 м. Скорость роста вулканических конусов бывает очень велика. 20 февраля 1943 г. в Мексике родился вулкан Парикутин. Первый довольно быстро двигавшийся (5 км/ч) поток глыбовой лавы мощностью 5 м появился через два дня после начала извержения, за это время вырос конус в 30-50 м высотой, за неделю он достиг 140 м. Потоки лав имели в дальнейшем протяженность около 10 км, а их мощность вблизи конуса составила 245 м.

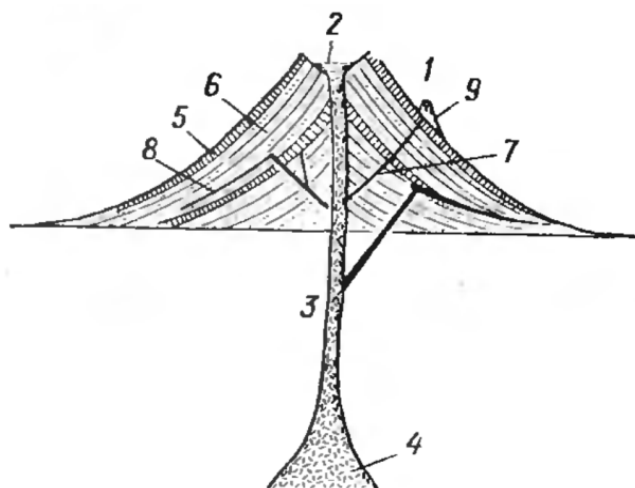


Рис. 1. Строение вулканического аппарата центрального типа: 1 – конус, 2 – кратер, 3 – выводящий канал, 4 – магматический резервуар, 5 – лавовый поток, 6 – слой пирокластических образований, 7 – дайка, 8 – силл, 9 – побочный (паразитический) конус



Рис. 2. Профили некоторых стратовулканов

Объем изверженного материала при образовании стратовулканов в среднем в течение жизни вулкана достигает десятков кубических километров. Вулканические конусы формируются также и в результате подводных извержений. В 1963 г. близ южного берега Исландии возник о. Сартсей с высотой конуса около 200 м. При излияниях из центрального канала достаточно подвижной лавы образуются конусы с пологими склонами, так называемые щитовые вулканы. Наиболее крупный щитовой вулкан планеты Мауна-Лоа на Гавайях представляет собой вулканическое сооружение такого типа. Высота его надводной части 4170 м, а общая высота достигает 9000 м. С извержениями трещинного типа связаны вулканические плато, сложенные неоднократными излияниями базальтовых лав, которые нередко занимают огромные площади. Плато Колумбии в США, например, слагает площадь в 500 тыс. км².

Наиболее вязкая лава образует экструзии, купола и обелиски, площадь и объем которых обычно невелики. Интересны изменения в рельефе, которые произошли в результате извержения вулкана Усу на о. Хоккайдо в Японии. С декабря 1943 по октябрь 1945 г. здесь появилась новая гора Шова-Шинзан. Высота горы 350 м, вслед за подъемом местности на 170-200 м выжался экструзивный купол дацитового состава высотой 150 м с диаметром основания в 250-300 м [1].

Излияния жидких лав, выбросы рыхлого пирокластического материала, грязевые лаваровые потоки, заполняющие долины, приводят к выравниванию поверхности земли и часто значительному изменению рельефа. При извержении вулкана Шивелуч на Камчатке в 1964 г. была уничтожена река со значительным водостоком; русло реки было засыпано вулканическими обломками и стало сухим. При извержении вулкана Ксудач на юге Камчатки мощность накопившегося вблизи кратера пирокластического материала достигла 10 м (рис. 3); мелкообломочный вулканический материал был отнесен от мест извержения на расстояние до 1000 км. При взрыве вулкана Безымянного в 1956 г. в течение 17 с было выброшено около 1 км³ обломочного материала, который мощным (до 40 м) чехлом покрыл площадь в 35–40 км². Здесь произошла коренная перестройка рельефа (рис. 4). Многие глубоко врезанные долины (например, долина р. Сухой Хапицы, врезанная на глубину 40–50 м) оказались погребенными. Поверхность возникшей долины имела холмистый характер с превышениями до 15–20 м.



Рис. 3. Гигантское шлаковое поле под вулканом Ксудач. Южная Камчатка

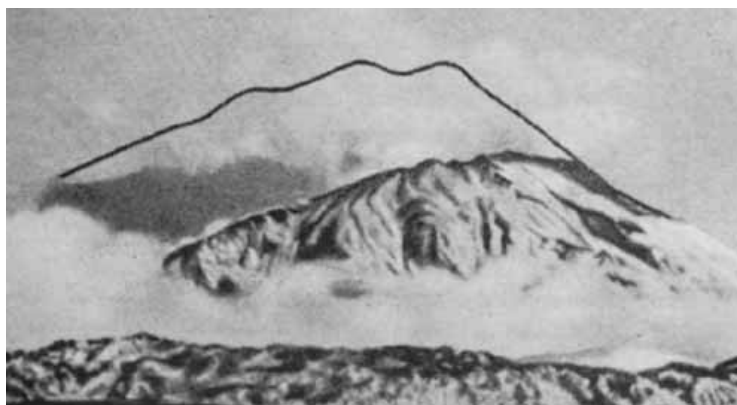


Рис. 4. Вулкан Безымянный после взрыва 30 марта 1956 г. Чёрная линия – очертание вулкана до извержения

Вулканическая деятельность может носить и деструктивный характер, в результате чего образуются также и отрицательные формы рельефа — вулканические депрессии, кальдеры, кратеры, маары [1].

Вулканические депрессии. Наиболее крупные из них представляют собой пологие прогибы, имеющие до 20–40 км в поперечнике. *Кальдеры* представляют впадины округлой формы, достигающие до 30 км в поперечнике. Дно кальдер относительно ровное, стенки крутые. Происхождение кальдер может быть различным. Известны эксплозионные кальдеры, кальдеры обрушения, эрозионные кальдеры. Чаше кальдеры образуются при комплексном воздействии этих факторов. На Восточной Камчатке в результате двух колоссальных взрывов и дальнейшего проседания был уничтожен конус Узон, высота которого была 3 км. Сформировалась кальдера, достигающая 10–12 км в поперечнике. Кальдера вулкана Ксудач, располагающегося на юге Камчатки, имеет диаметр около 9 км, высота стенок кальдеры в некоторых местах около 700 м. В 1400 г. до и. э. возникла кальдера обрушения Санторин в Эгейском море. Она имеет площадь 83 км², при ее образовании выброшено 71 км³ материала. Наиболее свежим примером является кальдера обрушения на вершине Плоского Толбачика, возникшая в течение 2–3 месяцев во время извержения 1975–1976 гг. Ее диаметр примерно 1,5 км, а глубина 400 м.

Дно кальдер обычно осложнено *кратерами* — воронкообразными отверстиями, из которых происходят вулканические извержения, и *маарами* — взрывными воронками вулканического происхождения, образование которых не сопровождается извержениями вулканического материала. Кратеры имеют более мелкие, чем кальдеры, размеры, однако и они в поперечнике иногда составляют несколько километров. При извержении вулкана Безымянного на Камчатке в 1956 г. в результате направленного взрыва была снесена вершина вулкана, которая понизилась на 200–300 м, и появился кратер, имеющий до 2 км в поперечнике и 500–600 м в глубину (рис. 5).

Кальдера вулкана Горелого на Камчатке размером 10 × 12 км осложнена несколькими кратерами, часть из которых заполнена водой и представляет собой кратерные озера. Кратер Голубой заполнен водой голубого цвета, высота стенок кратера 250 м. Диаметр кратера Чаша 200 м, на глубине 75 м в нем располагается озеро, вода которого фиолетового цвета. Окраска воды зависит от состава и количества летучих компонентов, растворенных в ней.



Рис. 5. Кратеры вулкана Крашеникова

В районах распространения древних вулканических толщ в результате процессов древней эрозии, захоронения вулканических сооружений, более поздних тектонических процессов первичный вулканический рельеф обычно сохраняется плохо. В этих областях благодаря современной эрозии вскрываются древние вулканические породы, механические свойства которых часто придают рельефу некоторые особенности.

На современной поверхности хорошо выделяются субвулканические дайки, которые в связи со значительной плотностью обычно хуже поддаются выветриванию, образуя иногда серию параллельных мелких, а иногда и более крупных хребтов. На склонах гор вскрытые эрозией силы часто дают скальные выходы в виде уступов. В некоторых районах Казахстана на выровненных поверхностях возвышаются конусовидные вершины, представляющие остатки разрушенных жерловин — выводных каналов, по которым следовали к поверхности продукты вулканизма — как расплавы, так и более поздние эманации; последние, воздействуя на вулканические породы, подвергают их изменениям. Наиболее плотными, хорошо сопротивляющимися эрозии породами являются окварцованные вулканогенные образования кислого состава, которые часто образуют положительные формы рельефа в областях развития древнего вулканизма [1].

Литература

1. Емельяненко П. Ф., Яковлева Е. Б. Петрография магматических и метаморфических пород. М.: МГУ, 1985. 248 с.

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКОЙ СОЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ ПРИДОБРУДЖСКОГО ПРОГИБА (С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ)

Сюмар Н.П.

ИГН НАН Украины, г. Киев, Украина, E-mail: *siumar@meta.ua*

Обобщены результаты исследований верхнеюрской соленосной формации Придобруджского прогиба, предложены и использованы новые методики применения средств пространственного анализа ГИС на указанном массиве.

GEOLOGICAL AND LITHOLOGICAL FEATURE ANALYSIS OF THE NEARDOBROGEAN FOREDEEP UPPER JURASSIC ROCK SALT FORMATION STRUCTURE

Siumar N.P.

IGS NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: *siumar@meta.ua*

Geological data of the Upper Jurassic Rock Salt Formation in the Neardobrogean Foredeep are generalized. An analysis and interpretation using GIS technology for mentioned formation are performed.

Соленосные образования в галогенных породах Придобруджского прогиба установлены в 1976 г. Значительный вклад в исследования геологии, стратиграфии, литологии, геохимии этих отложений внесли работы М. Сандулеску, Б.С. Слюсаря, Б.М. Полухтовича, Ю.М. Бутковского, С.М. Кореневского, О.Й. Петриченка, В.Г.Тюреминой, О.В.Хмелевской и др. В результате целевых работ в 80-х годах прошлого столетия было разведано верхнеюрское Измаильское месторождение каменной соли: оконтурено соляное тело и определены его параметры. Однако, подальшее изучение материалов указывает на значительную литолого-фациальную изменчивость соленосных образований, присутствие тектонических нарушений, зон разуплотнения, значительные постседиментационные и эпигенетические преобразования, которые нуждаются в детальном исследовании.

Соленосная верхнеюрская (кимеридж-титонская) формация Придобруджского краевого прогиба заполняет плоскодонную депрессивную структуру северо-западного простирания, наложенную на палеозойский прогиб [2, 4]. Формация объединяет лагунные терригенно-карбонатно-соляно-сульфатные отложения мощностью до 450 м. Породы формации залегают на мелководных глинисто-карбонатных (келовей-оксфордско-кимериджских) образованиях. Соляные отложения этой формации в нормальном ненарушенном залегании установлен между озерами Китай и Котлабух. Формация простирается на юг и юго-восток за пределы территории Украины.

Для детального изучения геологических особенностей строения использовался математический аппарат программного комплекса Geomapping, который реализован в среде ГИС ArcView [6]. Процесс построения включает два последовательных этапа: построение карт структурных границ и собственно литолого-фациальных карт.

Основными исходными материалами для построения карт гипсометрии кровли, подошвы и мощности верхнеюрской соленосной формации Придобруджского прогиба были данные буровых скважин, литолого-стратиграфические разрезы и карты фактического материала с вынесенными на них скважинами и разрывными нарушениями.

Процесс моделирования структурных поверхностей включал, в первую очередь, построение кровли верхнеюрской формации по буровым скважинам и откорректированным значениям в точках профилей. Принималось, что информация по скважинам имеет наибольший индекс достоверности, но точность этой информации зависит от качества стратиграфических разбивок. Карта мощности формации строилась в два этапа. Сначала создавался гладкий тренд с учетом значений в буровых скважинах и контура распространения верхнеюрских соленосных отложений (автоаналог). По контуру области распространения отложений соли задавался дополнительный массив точек с нулевыми значениями мощности. На следующем этапе строилась результирующая поверхность с применением аналогичных методик. В результате был получен тренд, подобный автоаналогу. Подошва соленосных отложений определялась как сумма гридов кровли и мощности.

Для построения литолого-фациальных карт в значительной мере использовались геологические гипотезы о процессах формирования осадочного комплекса. Для выдержанных по латерали литологических горизонтов применялась методика построения моделей структурных поверхностей. Однако в общем случае литологический разрез представляет собой тонкое переслаивание нескольких литологических разновидностей. Проследить каждую такую прослойку в межскважинном пространстве невозможно. Изменение литологических разновидностей в разрезе буровой скважины происходит закономерно, что предопределяется колебательным характером изменений условий осадконакопления. Это означает, что переход одной разновидности в другую зависит от предыдущих переходов, т.е. каждому переходу отвечает определенная вероятность. Математическими моделями таких и подобных естественных процессов есть марковские цепи разного порядка [3]. Методические аспекты применения марковских цепей в геологии, в частности для моделирования литологических разрезов, изложено Дж. Харбухом и Г. Бонем-Картером [5]. Для построения литологической последовательности нами использован нестационарная марковская цепь первого порядка, в которой вероятность текущего перехода зависит от последнего предыдущего и не зависит от всех других переходов.

На первом этапе для каждой из буровых скважин рассчитывалась нестационарная (т.е. зависящая от положения в разрезе литокомплекса) матрица вероятностей взаимных переходов разновидностей [1]. На втором этапе на основе матрицы вероятностей выполнялось прогнозирование литологических разрезов в произвольных точках области исследования. Матрица вероятностей переходов в этих точках рассчитывалась как средневзвешенная на расстояние от буровых скважин, где она определилась непосредственно. При этом в опорных буровых скважинах рассчитанный литологический разрез сводится к фактическому. На основе матриц вероятностей переходов выполнялся также расчет зависящего от положения в разрезе вектора относительных количеств литологических разновидностей (литологических коэффициентов), восстановление истории осадконакопления и хронологии изменения его режимов.

Результатами описанных выше построений стали карты подошвы карбонатно-сульфатно-терригенного (перекрывающего) литокомплекса (рис. 1 а), мощности соляного (галитового) литокомплекса (рис. 1 б) и кровли терригенно-карбонатно-сульфатного (под-

стилающего) литокомплекса (рис. 1 в), а также были использованы средства ГИС для анализа особенностей строения формации: проведена корреляция мощностей соляного литокомплекса с рельефом поверхности подстилающих отложений (рис. 1 г).

В пределах формации по соотношению основных типов пород выделяются два литокомплекса: терригенно-карбонатно-сульфатный (рис.1 а, в, г) и соляной (галитовый) (рис.1 б).

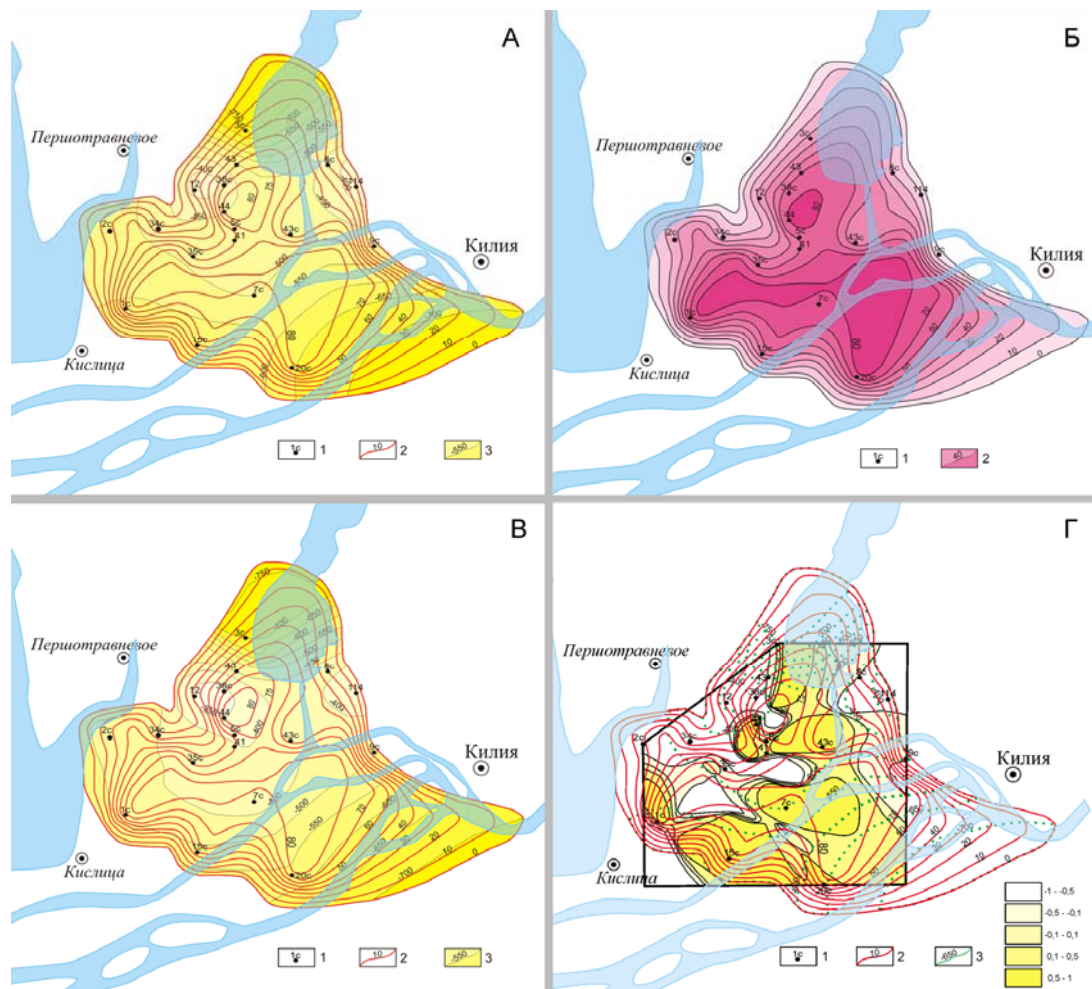


Рис. 1. Результаты построения поверхностей литокомплексов.

А – модель строения нижней (перекрывающей) части карбонатно-сульфатно-терригенного литокомплекса (1 – буровые скважины; 2 – изолинии мощности соляного литокомплекса; 3 – изолинии глубины залегания карбонатно-сульфатно-терригенного литокомплекса); **Б** – соляной литокомплекс (1 – буровые скважины; 2 – изолинии мощности соляного литокомплекса); **В** – нижняя (подстилающая) часть терригенно-карбонатно-сульфатного литокомплекса (1 – буровые скважины; 2 – изолинии мощности соляного литокомплекса; 3 – изолинии глубины залегания терригенно-карбонатно-сульфатного литокомплекса); **Г** – корреляция мощности соляного (галитового) литокомплекса и поверхности нижней (подстилающей) части терригенно-карбонатно-сульфатного литокомплекса (1 – буровые скважины; 2 – изолинии мощности соляного литокомплекса; 3 – изолинии глубины залегания терригенно-карбонатно-сульфатного литокомплекса; 4 – градиент корреляции);

Породы *терригенно-карбонатно-сульфатного литокомплекса* подстилают, перекрывают и латерально замещают породы соляного литокомплекса. Среди них выделены (по степени распространения): известняки, гипсы, доломиты и ангидриты.

Анализ полученных результатов свидетельствует об изменении конфигурации бассейна осадконакопления и постепенное уменьшение его глубины. В пределах соляного литокомплекса отмечается уменьшение мощностей соляных пород. Построенные модели корреляции мощности соляного литокомплекса и рельефа поверхности подстилающего терригенно-карбонатно-сульфатного литокомплекса дали возможность визуализировать участки, которые отвечают поднятиям докимериджской поверхности и вместе с тем характеризуются уменьшением мощности соляного литокомплекса (белый цвет на рис.1 г). Их мы интерпретируем как рифтогенные сооружения.

Соляной (галитовый) литокомплекс представлен каменной солью с маломощными прослоями ангидрита, доломита, кальцита с незначительным количеством терригенных примесей. Глубина залегания кровли литокомплекса изменяется от 320 до 430 м; литокомплекс установлен на площади свыше 300 км²; он имеет мощность от 10 до 80 м (рис.1 б). На исследуемой территории литокомплекс представляет собой три субмеридионально ориентированные, соединенные между собой линзовидные тела.

Выводы

Итак, результаты построений позволяют заключить, что соляной литокомплекс верхнеюрской соленосной формации Придобруджского прогиба сформировался в лагунном бассейне, который периодически подпитывался морскими (океаническими) водами. В пределах бассейна установлены три полуизолированных лагуны, разделяющиеся поднятиями поверхности подсолевых отложений. Осадконакопление в бассейне имело ритмический характер.

Полученные результаты позволяют в дальнейшем использовать данные методики для построений литолого-фациальных карт осадочных формаций и создавать прогнозные карты распространения отдельных литотипов.

Литература

1. Гребенніков С.Є., Лобасов О.П. Моделювання будови осадових басейнів в середовищі ArcView // Мінеральні ресурси України. – 2003. – №4. С. 37-43.
2. Корневский С.М. Верхнеюрские галогенные отложения Украины и Молдавии//Литология и полезные ископаемые. – 1982. – №4 – с. 107-116.
3. Майн Х., Осаки С. Марковские процессы принятия решений. М., 1977.
4. Тюремина В.Г., Хмелевская Е.В. Литолого-геохимические и палеогеографические условия образования верхнеюрской эвапоритовой толщи Преддобруджского прогиба // Препринт АН УССР. Институт геологии и геохимии горючих ископаемых. Львов, 1990. – 47с.
5. Харбух Дж., Бонем-Картер Г. Моделирование на ЭВМ в геологии. “Мир”, М., 1974.
6. Шехунова С.Б., Лобасов О.П., Сухомлин Н.П. Побудова та аналіз літологічної моделі верхньоюрської соленосної формації Переддобрудзького прогину засобами ГІС. // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України: Сучасні проблеми геологічної науки. – К., 2006. – С. 62-72.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛАВОВЫХ ТОЛЩ НОРИЛЬСКОГО И МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОГО РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фетисова А.М.¹, Веселовский Р.В.^{1,2}, Латышев А.В.^{1,2}, Павлов В.Э.²

¹ МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: anna-fetis@yandex.ru, ² ИФЗ РАН, г. Москва, Россия

Выполнены детальные палеомагнитные исследования эффузивных перм-триасовых траппов долины р.Котуй. На современном методическом уровне построен магнитостратиграфический разрез изученных толщ. С учетом полученных данных выполнен анализ возможных схем корреляции траппов долины р.Котуй и Норильского района. Результаты этого анализа свидетельствуют в пользу частичного перекрытия во времени норильского и маймеча-котуйского разрезов. Низы разрезов – ивакинская и хардахская свита – коррелируются уверенно, а сопоставление верхов разреза может быть различно: частичное перекрытие или надстраивание норильского разреза котуйским. При этом сравнение виртуальных геомагнитных полюсов скорее поддерживает корреляцию арыд-жангской и низов онкучакской свит маймеча-котуйского разреза с моронговско-мокулаевским уровнем норильского разреза.

CORRELATION OF LAVA FORMATIONS NORIL'SK AND MAYMECHA-KOTUY REGIONS OF THE SIBERIAN PLATFORM

Fetisova A.M.¹, Veselovskiy R.V.^{1,2}, Latushev A.V.^{1,2}, Pavlov V.E.²

¹ MSU, Moscow, Russia, E-mail: anna-fetis@yandex.ru, ² IPE RAS, Moscow, Russia

Detailed paleomagnetic studies of the Permian-Triassic lavas from the Kotuy River valley (Siberian platform) were carried out. New magnetostratigraphic scheme of studied lava sections was created. Now we discuss some variants of correlation of the Noril'sk and Maymecha-Kotuy traps and we suppose, that these trap sections are particularly overlapped in the time. The lower parts of these trap sequences, presented by Ivakinsky and Khardakhsky formations, are reliably correlated. At the same time upper parts of the Noril'sk and Maymecha-Kotuy lava sequence can be particularly overlapped, or upper part of the Kotuy River lava section is younger than the upper part of the Noril'sk one. Comparison of virtual geomagnetic poles, that were obtained for effusive traps of the Noril'sk and the Kotuy River regions, allows us to correlate the Arydzhangsky and lower flows of Onkuchaksky formations (the Kotuy River region) with the Morongovsky and Mokulaevsky formations (the Noril'sk region).

Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о корреляции эффузивных толщ Норильского и Маймеча-Котуйского районов Сибирской трапповой провинции остаётся открытым. Его решение имеет большое значение не только для региональной геологии, но и для оценки продолжительности формирования мощных трапповых разрезов этих районов, что необходимо для проверки гипотезы о связи крупнейшего в истории Земли массового вымирания в конце пермского периода с извержением траппов Сибирской платформы [1].

Существующая схема корреляции траппов Норильского и Маймеча-Котуйского районов базируется на комплексе геохимических, геохронологических, палеонтологических и палеомагнитных данных [2] (рис.1). Качество и надёжность имеющихся палеомагнитных данных существенно различается. Так, по траппам Норильского района недавно были выполнены магнитостратиграфические исследования, результаты которых отвечают совре-

менным требованиям надежности и качества [3,4]. В то же время, данные по траппам Маймеча-Котуйского района получены более четверти века назад [5,6] и требуют подтверждения путём проведения палеомагнитных исследований на современном методическом и аппаратурном уровне.

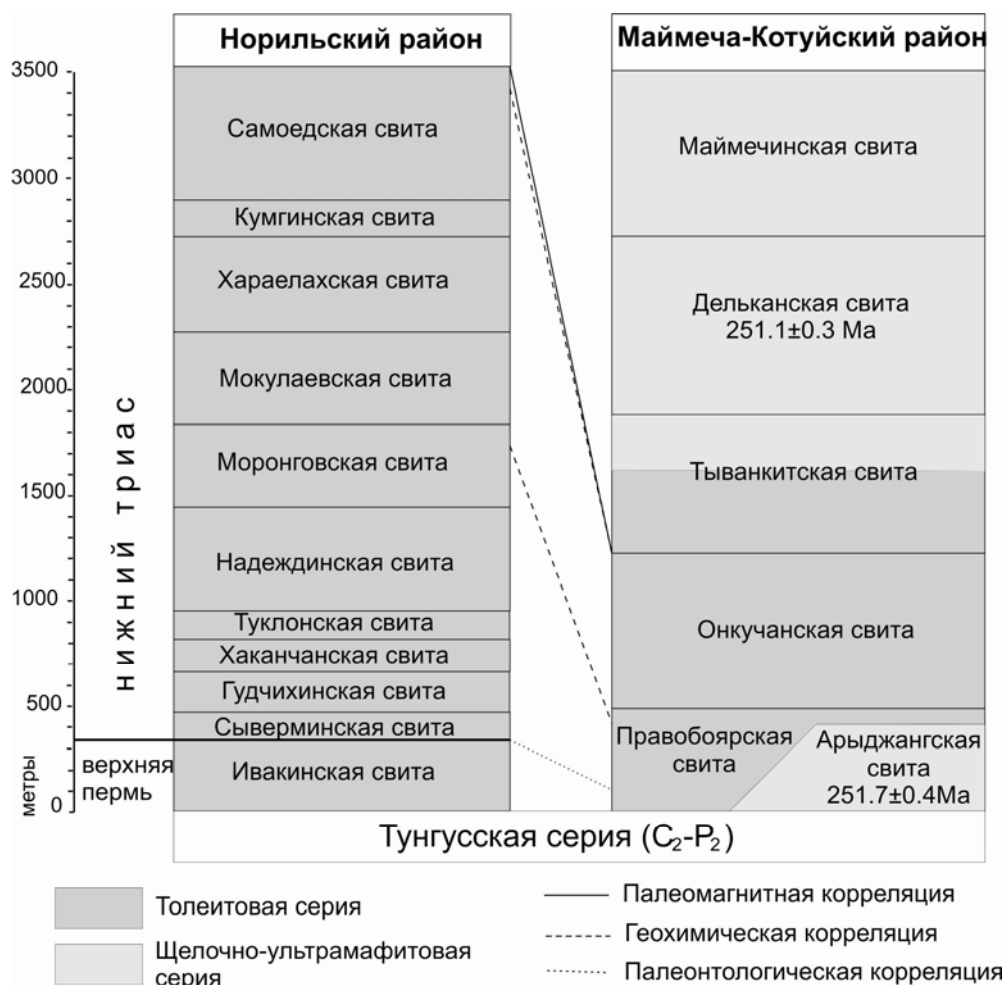


Рис. 1. Схема корреляции по С. Камо [2].

Объектом исследования служили три свиты, лежащие в основании Маймеча-Котуйского траппового разреза: хардахская, арыджангская и онкучакская (нижняя часть коготокской серии). Хардахская свита представлена потоками щелочных базальтоидов и пачкой туфолав щелочно-ультраосновного состава. Арыджангская свита залегает гипсометрически выше пород хардахской свиты, но контакт этих свит обнаружен не был. Арыджангская свита представлена потоками пикритов, мелилитовых меланефелинитов и меланефелинитов [7], мощность потоков 3-8 м. Онкучакская свита в бассейне р.Котуй представляет нижнюю часть коготокской серии и сложена, почти исключительно, потоками толейтовых базальтов с редкими прослоями туфов основного состава.

Общий объём палеомагнитных коллекций траппов долины р.Котуй составил более чем 1200 ориентированных образцов. Из каждого потока отбиралось от 8 до 20 образцов (штуфов). Все образцы были подвергнуты детальной температурной магнитной очистке, которая в большинстве случаев выполнялась до 560–580 °С. Число шагов очистки составляло не менее 10–12. Для всех образцов выполнялся компонентный анализ, по результа-

там которого определялось направление векторов естественной остаточной намагниченности.

Магнитостратиграфическая схема района долины р. Котуй состоит из трех зон магнитной полярности. Зона обратной полярности, включающая в себя породы хардахской свиты, сменяется зоной прямой полярности – арыджангская и низы онкучакской свиты, и венчает разрез зона обратной полярности – верхняя часть онкучакской свиты. Магнитостратиграфическая схема норильского разреза состоит из двух зон магнитной полярности – зона обратной полярности, включающая в себя большую часть ивакинской свиты, сменяется зоной прямой полярности, куда входят все вышележащие свиты.

Полученные нами палеомагнитные данные позволяют рассмотреть возможные варианты корреляции трапповых разрезов Норильского и Маймеча-Котуйского районов с учётом всех имеющихся данных (рис. 2).

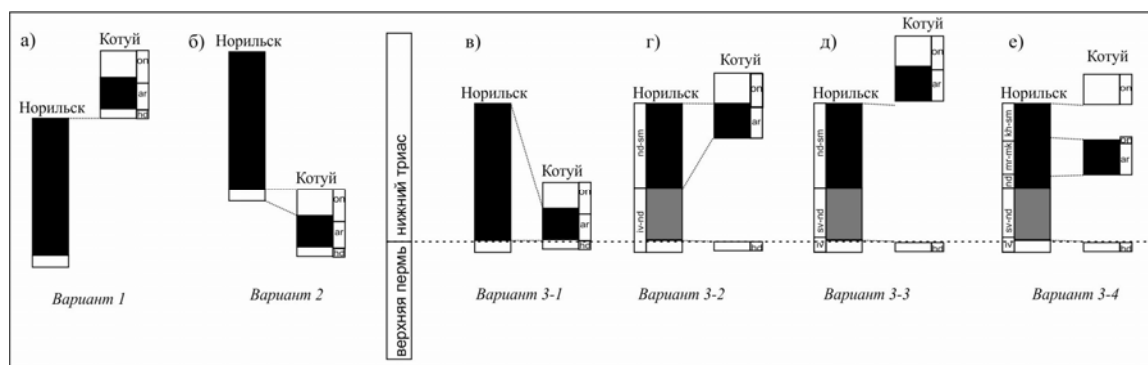


Рис. 2. Корреляция трапповых разрезов Норильского и Маймеча-Котуйского районов (пояснения в тексте).

Вариант 1 предполагает, что зона прямой полярности норильского разреза, соответствующая всему разрезу, исключая ивакинскую свиту, *древнее* зоны обратной полярности хардахской свиты котуйского разреза (рис. 2, а). Имеющиеся геохронологические данные [2] не противоречат этому: варьируя датировки изотопного возраста в пределах соответствующих доверительных интервалов, можно принять возраст моронговской свиты норильского района в 251.5 млн лет, а возраст арыджангской свиты котуйского района в 251.3 млн лет. Однако этот вариант имеет ряд противоречий с палеонтологическими данными. Возраст потокойской (хардахской) свиты котуйского разреза по спорово-пыльцевому комплексу относится к верхней перми [8]. Тогда, если весь норильский разрез древнее маймеча-котуйского, он полностью должен быть отнесён к верхней перми. Но это предположение противоречит сведениям о находках синапсид (зверообразные), согласно которым харалахская свита норильского разреза относится к нижней трети нижнего триаса [9].

Вариант 2 предполагает, что весь котуйский разрез древнее норильского (рис. 2, б). В этом случае верхняя зона обратной полярности котуйского разреза должна быть древнее или одновозрастна зоне обратной полярности ивакинской свиты норильского района. Согласно геохронологическим данным такое надстраивание разрезов возможно; если принять возраст моронговской свиты 250.9 млн лет, а возраст дельканской свиты, соответствующей зоне обратной полярности маймеча-котуйского разреза, 251.4 млн лет [2]. Но ивакинская свита норильского разреза, по определениям флоры и наличию пеллеципод

(двустворчатые моллюски), относится к верхней перми [10]. Следовательно, весь котуйский разрез должен быть не моложе верхней перми, что, однако, противоречит находкам раннетриасовых филлопод (листоногие ракообразные) в арыджангской свите [8].

Вариант 3: периоды формирования норильского и маймеча-котуйского разрезов частично перекрываются (рис. 2, в-е).

Прежде всего отметим, что имеющиеся магнитостратиграфические данные не допускают полного временного перекрытия этих разрезов. Это следует, в первую очередь, из того, что в норильском разрезе записаны две, а в маймеча-котуйском – по крайней мере, три зоны магнитной полярности. Более того, в трапповых разрезах Норильского района выделяется достаточно мощный инверсионно-экскурсионный интервал между устойчивыми зонами обратной и прямой полярности, отвечающий периоду инверсии геомагнитного поля [3,4].

Результаты проведенных нами исследований не обнаруживают наличие такого переходного интервала в котуйском разрезе. Это определенно указывает на то, что полные временные аналоги верхов ивакинской, сыверминской, гудчихинской, хаканчанской, ту-клонской и значительной части надеждинской свит в котуйском разрезе отсутствуют, либо редуцированы до маломощного интервала, отвечающего плохо обнаженному и, поэтому, неизученному переходу между хардахской и арыджангской свитами. Это означает, что в то время как в Норильском районе происходили интенсивные извержения, приведшие к формированию большей части нижних свит трапповой толщи, в Маймеча-Котуйском районе не было сколько-нибудь существенных проявлений вулканической активности.

На настоящий момент нет никаких данных, которые бы прямо противоречили одно-возрастности хардахской и ивакинской свит – обе они намагничены в обратной полярности и содержат позднепермскую фауну. Поэтому, в качестве рабочего варианта, мы предлагаем прямое возрастное сопоставление этих стратиграфических подразделений.

Следует также обратить внимание на то, что отсутствие переходного интервала в нижней части прямонамагниченной толщи котуйского разреза свидетельствует в пользу существования в её основании перерыва неизвестной длительности (но большей, чем время, необходимое для геомагнитной инверсии оцениваемой ~10000 лет). За этим следует, что прямонамагниченный интервал котуйского разреза естественно сопоставить с прямонамагниченными породами норильского региона. Однако, с учетом наличия переходного интервала в норильском разрезе и его отсутствия в котуйском разрезе, мы должны сопоставлять арыджангскую и нижнюю часть онкучакской свиты с верхней частью норильского разреза, начиная с середины-верхов надеждинской свиты.

Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов прямонамагниченных лавовых свит котуйского и норильского разрезов показывает, что из всех норильских свит только полюсы моронговской и мокулаевской свит значимо не отличаются от котуйского полюса ($\gamma/\gamma_c = 6.3^\circ/10.7^\circ$ и $6.4^\circ/11.1^\circ$ соответственно). Это позволяет предложить вариант корреляции котуйского интервала прямой полярности с моронговско-мокулаевским уровнем норильского разреза (рис. 2, е).

Рассмотренные выше три варианта не исчерпывают всех модификаций схемы корреляции траппов Норильского и Маймеча-Котуйского районов. Еще один из возможных вариантов возрастного сопоставления норильского и котуйского разрезов состоит в том, что с учетом существования «перерыва» неизвестной длительности в низах котуйского разреза, весь разрез, исключая хардахскую свиту, может быть моложе норильского (рис. 2, д). Эта

схема также не противоречит полученной на настоящий момент геохронологической, палеонтологической и магнитостратиграфической информации.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ №12-05-31149 и 12-05-00403-а, а также проекта NSF “The Siberian flood basalts and the end-Permian Extinction” (EAR-0807585).

Литература

1. Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events // *C. R. Geoscience*. 2003. V. 335. P. 113-140.
2. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. P. 75–91.
3. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth’s magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 218. P. 197-213.
4. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // *Tectonophysics*. 2004. V. 379. P. 211-226.
5. Сидорас С.Д. Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях. Диссертация ... канд. геол.-мин. Наук. Ленинград, 1984. 206 с.
6. Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. 129 с.
7. Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D. Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // *Int. Geol. Rev.* 2000. V. 42 (9). P. 769-804.
8. Иванов А.И., Пирожников Л.П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 1959, т.127, № 5, с.1078-1080
9. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *Inter.Geol.Rev.* 1996. V. 38. P. 99-135.
10. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)-47-Норильск. Спб., Изд-во: ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЮЖНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ: 13 000 ЛЕТ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Шарова О.Г.^{1,2}, Безрукова Е.В.^{1,2}, Летунова П.П.^{1,2}, Кулагина Н.В.³

¹ ИАЭТ СО РАН, г. Новосибирск, Россия,

² ИГХ СО РАН, г. Иркутск, Россия, E-mail: sharova@igc.irk.ru,

³ ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия

Проведена реконструкция природной среды южной части озера Байкал за последние 13 тысяч лет на основе палинологического и радиоуглеродного исследования торфяников. Состав пыльцевых спектров и реконструкция динамики ландшафтов показали преобладание тундровых и степных ландшафтов на протяжении Позднего Дриаса около 12.8–11.6 тыс. л.н. Основанные на палинологических данных реконструкции позволяют предполагать, что в это время средние температуры января, июля, среднегодовая сумма атмосферных осадков могли быть ниже их современных значений. Бореальные леса сменили прежде открытые ландшафты в начале голоцена, около 10.5 тыс. л.н., скорее всего, с существенным повышением суммы атмосферных осадков, средних температур января, июля. Самое широко распространение бореальных лесов (тайги) соотносится с наступлением более теплого и влажного, чем современный, климата 10.5–7 тыс. л.н. Около 7–6 тыс. л.н. произошло снижение значений атмосферного увлажнения, средних температур зимы, за которыми последовало распространение светлохвойных лесов из сосны обыкновенной, означая наступление современных условий природной среды.

PALEO GEOGRAPHICAL STUDIES ON THE LAKE BAIKAL SOUTHERN COAST: 13 KY RECORDS OF NATURAL AND ANTHROPOGENIC CHANGES

Sharova O.G.^{1,2}, Bezrukova E.V.^{1,2}, Letunova P.P.^{1,2}, Kulagina N.V.³

¹ IAET SB RAS, Novosibirsk, Russia,

² IGC SB RAS, Irkutsk, Russia, E-mail: sharova@igc.irk.ru,

³ IEC SB RAS, Irkutsk, Russia

Radiocarbon-dated pollen records from several peat-bogs in southern part of Lake Baikal help to reconstruct the environmental history of the area since ~13 kyr BP. Pollen spectra composition and reconstructed biomes suggest predominance of a tundra-steppe vegetation during the Younger Dryas interval, between 12.8 and 11.6 kyr BP. The pollen-based climate reconstruction suggests lower-than-present mean January and July temperatures and annual precipitation values during these time interval. Boreal woodland replaced the primarily open landscape with the onset of the Holocene interglacial around 10.5 kyr BP, presumably in response to a noticeable increase in precipitation, and in July and January temperatures. The maximal spread of the boreal forest (taiga) communities in the region is associated with a warmer and wetter-than-present climate that occurred ca. 10.5–7.0 kyr BP. The pollen-based reconstruction suggests a decrease in all climatic variables about 7–6 kyr BP. This was followed by a wide spread of Scots pine, indicating the onset of modern environments. The results demonstrate a gradual decrease in precipitation and mean January temperature towards their present-day values since that time.

Большая часть палеогеографической информации, на которой базируются реконструкции растительности, ландшафтов, климата позднеледникового времени и голоцена

Байкальского региона, получена при изучении донных отложений озера Байкал. Однако, медленные скорости аккумуляции отложений в озере, низкое содержание в них органики, огромные размеры его водосборного бассейна существенно затрудняют получение высококоразрешающих, надежно датированных записей изменения региональной и, особенно, субрегиональной природной среды. Восполнить эти недостатки возможно с использованием результатов комплексных анализов из торфяно-болотных отложений. Особенно интересными и важными объектами, хранящими записи природной среды прошлого, являются торфяники южного побережья оз. Байкал. Сочетание природно-климатических условий этой территории в позднеледниковое время и в голоцене способствовали накоплению здесь мощных (до 6 м) органогенных отложений болот. Эти отложения надежно датируются ^{14}C методом, могут быть опробованы с высокой степенью детальности, содержат богатые комплексы пыльцы, спор, микрочастиц углей, раковины амеб и остатки других палиноморф, что позволяет проводить реконструкции палеосреды с высоким временным разрешением и на основе надежных возрастных моделей. Палеогеографические реконструкции вносят важный вклад в понимание истории растительности, ландшафтов, климата и антропогенного влияния на природу. До настоящего времени для южного побережья оз. Байкал таких данных немного, и практически неизвестным остается характер и степень влияния человека на природу изучаемой территории.

В настоящем сообщении представлены результаты палинологических исследований торфяников с Танхойской подгорной равнины, расположенной между хребтом Хамар-Дабан и побережьем озера, в пределах уникальных ландшафтов – темнохвойных кедровых, пихтовых лесов в условиях влажного, умеренно-холодного климата. К тому же, на расстоянии около 80 км к западу от изученных торфяников располагается важный для региональной археологии объект – Шаманка II, содержащий захоронения раннего неолита – ранней бронзы [7]. Относительно близкое расположение стоянки и торфяников позволяет соотнести реконструкции палеосреды регионального масштаба с возможным взаимовлиянием человека и природы. Однако, проводить прямую оценку такого взаимодействия не следует из-за указанного выше расстояния между геoarхеологическим и палеогеографическим объектами.

Цель настоящего сообщения – реконструировать локальные и субрегиональные изменения растительности, ландшафтов и возможные причины этих изменений на южном побережье оз. Байкал с 13 000 л.н. Для достижения этой цели использованы результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов из трех торфяников.

Торфяники для палинологического анализа были опробованы с шагом в 4 см, что позволило получить запись изменения растительности и ландшафтов в позднеледниковье и голоцене со средним разрешением в 120 лет. Методы биомизации и лучших современных аналогов были применены к пыльцевым записям для количественных реконструкций динамики региональных ландшафтов и климата [5, 6].

Реконструкция ландшафтов, пыльцевых индексов тепла и влаги, параметров климата показывает (рис. 1) господство тундровой растительности на юге Байкальской котловины 13 500–13 000 л.н. при повышенных, по сравнению с современными, значениях доступных растениям влаги и тепла. Позднее 13 000 л.н. и до 10 500 л.н. на юге оз. Байкал доминировала степная растительность. При этом следует отметить, что доля лесной темнохвойной растительности особенно снизилась около 12 700 л.н., совпадая с началом ухудшения глобального климата в Северном полушарии в стадийное похолодание Поздний Дриас.

Пыльцевые индексы тепла и влаги свидетельствуют о постепенном снижении доступной растениям влаги и все еще низких значениях – тепла 13 000–10 500 л.н., и реконструированные параметры климата подтверждают это, демонстрируют пониженные значения среднегодовой суммы атмосферных осадков, средних температур летних и зимних сезонов (рис. 1).

Наступление более теплого и влажного климата произошло около 10 500 л.н., и с ним может быть соотнесено начало господства в исследуемом районе лесной темнохвойной растительности. Реконструкции климата показывают существенное повышение среднегодовой суммы атмосферных осадков и средней температуры января. Но наиболее благоприятные климатические условия за весь исследованный период времени с самыми высокими реконструированными значениями атмосферных осадков, средних температур летних и зимних сезонов имели место около 10 000–7000 л.н. Именно в это время на юге оз. Байкал проявился оптимум развития влажной темнохвойной тайги с господством пихты сибирской (*Abies sibirica*).

Позднее 7000 л.н. пыльцевой индекс влаги приблизился к современным значениям, которые слабо изменялись до настоящего времени. Индекс тепла также приблизился к современным показателям около 7500 л.н., но мог значительно превышать их около 4000–3000, 1700, 150 л.н. Реконструированные значения среднегодовой суммы атмосферных осадков и средних температур января понизились почти до современных значений около 6500 л.н., максимум среднегодовых температур июля завершился около 6000 л.н. Такие изменения климата привели к расширению светлохвойно-таежной растительности из сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и лиственницы (*Larix*). Экспансия сосновых лесов произошла 7000–6000 л.н. на территории всего бассейна оз. Байкал [1, 3, 5, 6] и стала самым значительным событием, отражающим изменение региональной природной среды.

Анализ тренда природной среды Северного полушария, записанной в кислородно-изотопной шкале из Гренландского ледника (рис. 1) свидетельствует о высокой нестабильности климата позднеледникового времени – 13 500–11 700 л.н., о наступлении более стабильных, теплых и влажных условий современного межледникового периода и постепенном похолодании позднее 6500 л.н. Сравнение реконструированных изменений растительности и климата южного побережья оз. Байкал с динамикой природной среды Северного полушария показывает, что региональные изменения природной среды следовали глобальному тренду.

Мы попытались найти взаимосвязь между археологическими данными и пыльцевыми записями природной среды на южном побережье оз. Байкал. В целом, современные исследования этой проблемы показывают, что развитие раннеолитической культуры в регионе синхронно с максимумом оптимальных условий голоцена 9000–7000 л.н., а наступление позднего неолита может быть соотнесено с завершением оптимума голоцена около 6000 л.н. Однако, для более уверенного суждения о возможной связи между изменениями климата прошлого и культурной историей региона необходимы аккуратно и детально датированные комплексные записи изменения природной среды.

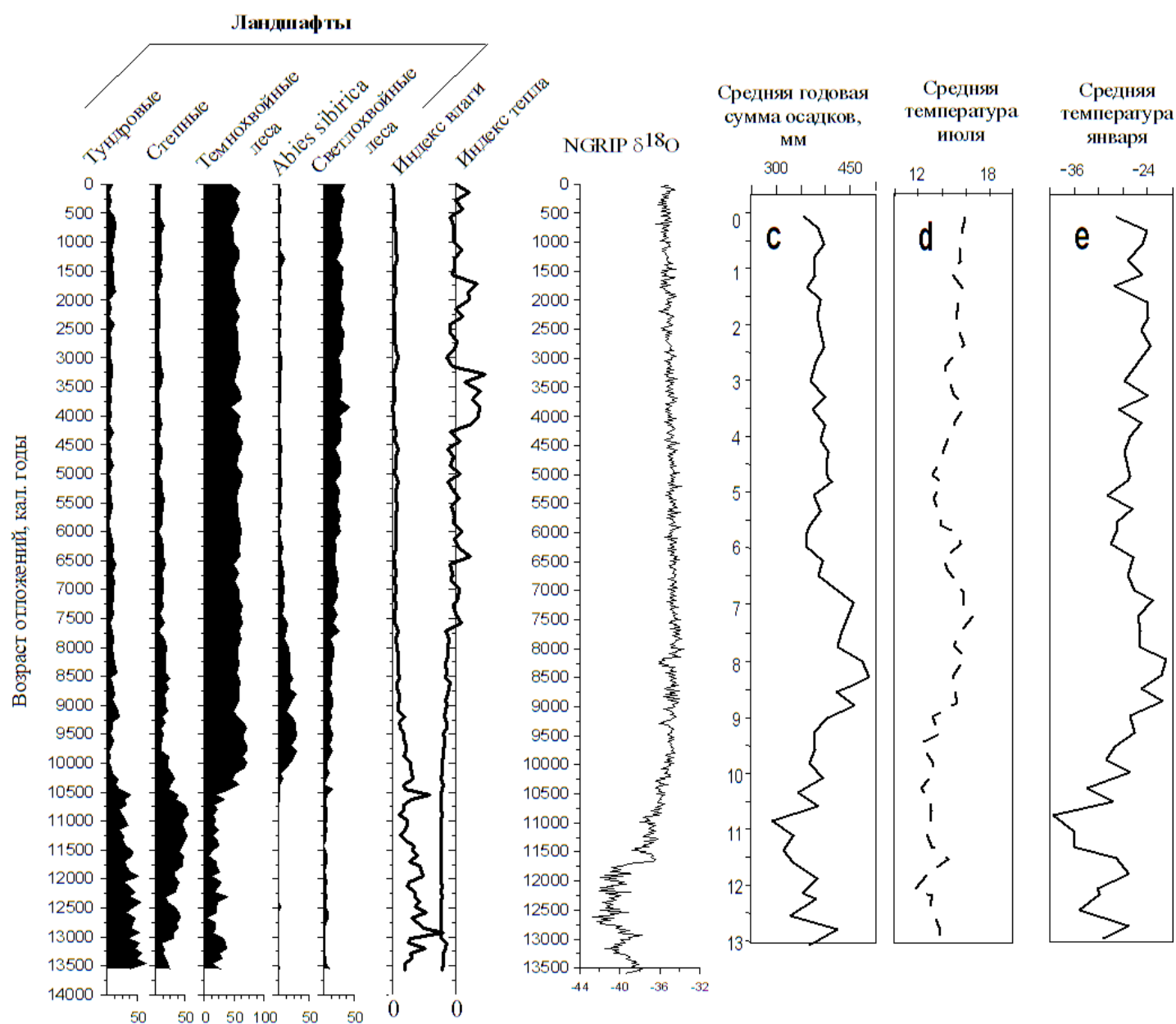


Рис. 1. Обобщающий график динамики ландшафтов (% от общей суммы всех типов растительности, принятой за 100%) значений Танхойской равнины, реконструированной на основе датированных пыльцевых записей. Пыльцевые индексы доступной растениям влаги и тепла рассчитаны по формуле, взятой из Demske et al., 2005 [2], и выражены в условных единицах. Реконструкции количественных параметров климата для южного побережья Байкала взяты из Tarasov et al., 2007 [5]. Запись вариаций $\delta^{18}O$ из Гренландского льда рассматривается как индикатор изменения температуры Северного полушария [4].

Литература

1. Bezrukova E.V., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V., Krapivina S.M., 2005. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the lake Baikal area and the significance of this species as a paleo-environmental indicator // *Quat. Int.* 136, 47–57.
2. Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhänsli H. 2005. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // *Global and Planetary Change* 46, 255-279.
3. Prokopenko A., Bezrukova E.V., Khursevich G.K., Kuzmin M.I., Boes X., Williams D.F., Kulagina N.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed // *Quaternary Research*, 2007, 68, 2-17.
4. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B. Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Clim. Past* 4, 47–57.
5. Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Granoszewski W., Riedel F. 2007. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252, 440-457.
6. Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. 2009. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Climate of the Past* 5, 285-295.
7. Weber A.W., Bettinger R.L. 2010. Middle Holocene hunter-gatherers of Cis-Baikal, Siberia: an overview for the new century // *Journal of Anthropological Archaeology* 29, 491–506.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД НИЖНЕГО КАРБОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КРЫЛА МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Яковлева А.А.

ФГУП «ВНИГРИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: ins@vnigri.ru

Работа посвящена проблемному вопросу относительно положения толщи «b» (ровненские слои) в разрезе ниже каменноугольных отложений северо-западного крыла Московской синеклизы. Актуальность проблемы объясняется тем, что при изучении литературы можно встретить много неоднозначных мнений по этому вопросу. Поэтому целью работы стало изучение вещественного состава и закономерностей его изменения по разрезу в карбонатных породах визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона, а также определение обстановок их осадконакопления. После выполнения поставленных задач были получены результаты, показывающие, что толща «b» является переходной между визейским и серпуховским ярусами и не может быть однозначно отнесена к тому или иному подразделению.

COMPARISON OF LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE LOWER CARBONIFEROUS ROCKS OF NORTH-WEST WING OF THE MOSCOW SYNCLINE

Iakovleva A.A.

VNIGRI, Saint Petersburg, Russia, E-mail: ins@vnigri.ru

Is devoted to challenging issue regarding the situation strata «b» (Rivne layers) in the context of the Lower Carboniferous deposits of the north-west wing of the Moscow syncline. Urgency of the problem due to the fact that the study of literature can meet a lot of different opinions on this issue. Therefore the aim of the work was the study of the material composition and patterns of change in the sequence in carbonate rocks and Serpukhov Viséan stage of the Lower Carboniferous, and determination of their depositional environments. After performing the tasks, results were obtained, showing that the thickness of the «b» is the transition between the Viséan and Serpukhov tiers and can not be clearly assigned to a particular department.

Работы по изучению каменноугольных пород северо-западного крыла Московской синеклизы известны с начала XX века. Отложения нижнего карбона морского происхождения активно изучались в первой половине и середине 20 века такими исследователями как З.А. Богданова, Н.Н. Форш, М.Э. Янишевский, В.Н. Железкова, Р.Ф. Геккер [2]. Все они в своих работах уделяли большое внимание проблеме расчленения так называемой толщи «a» визейского яруса и положением в разрезе толщи «b», переходной между отложениями визейского и серпуховского ярусов. Вышеназванные авторы использовали разные критерии и подходы при изучении толщи, что привело к появлению различных схем стратиграфического и литологического расчленения карбонатных пород в то время.

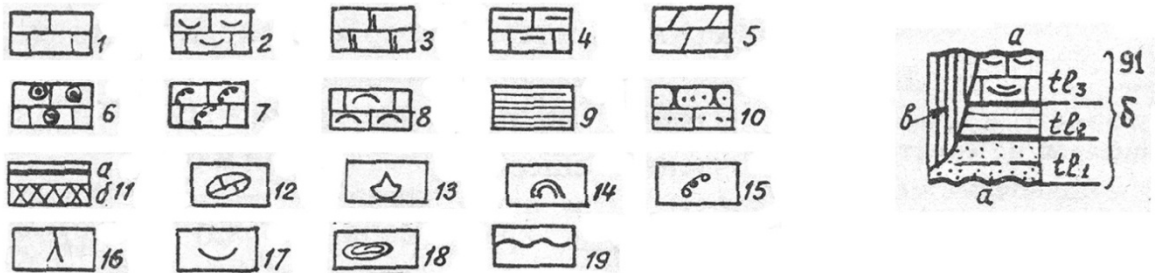
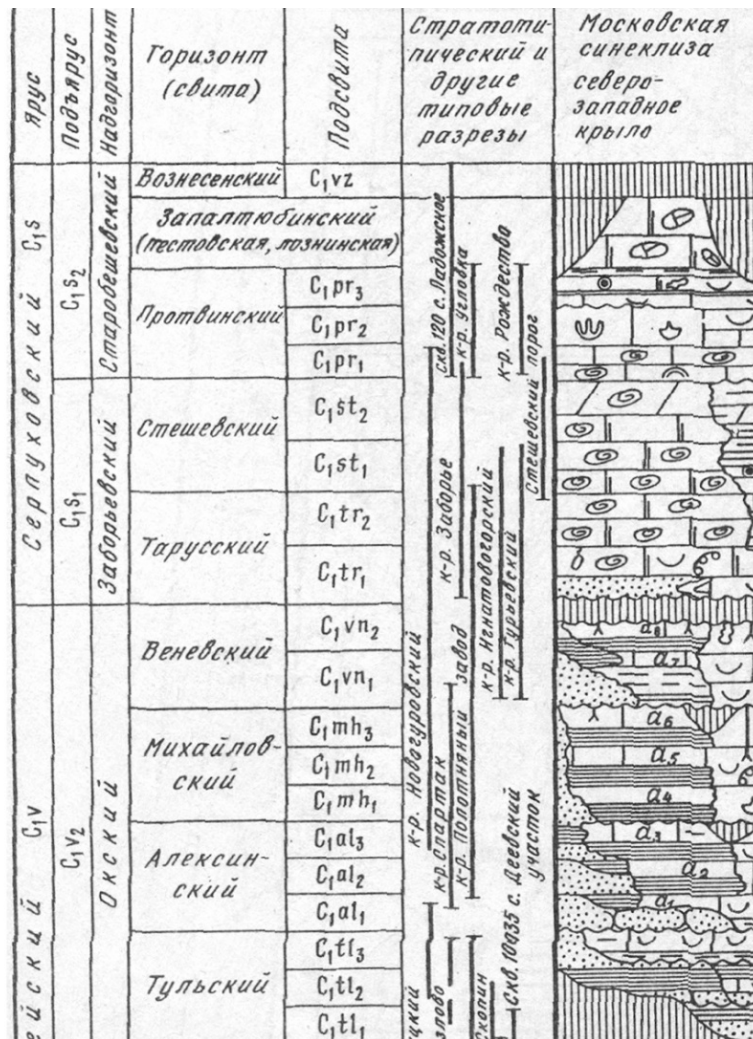


Рис. 1. Ритмичное строение нижнего карбона Московской синеклизы

Состав отложений: 1 — известняк, 2 — органогенный известняк, 3 — доломитизированный известняк, вторичный доломит, 4 — мергель, 5 — доломит, 6 — известняки криноидные (тип VIII^a) — мелководная зона с повышенной подвижностью воды, отмели, литораль, 7 — известняки с массовыми водорослями *Calci-folium* (тип IX^a) — мелководная зона с умеренной подвижностью воды, 8 — известняки с массовыми остракодами (XIV тип) — мелководная зона или слабо опресненные лагуны, 9 — глины, аргиллиты (в том числе известковистые), 10 — песчаники с карбонатным цементом, 11 — пласты угля: а — маломощные, б — выраженные в масштабе, 12 — конгломераты, 13 — брахиоподы, 14 — строматолиты, онколиты, 15 — водоросли *Calci-folium*, 16 — стигмарины, 17 — детрит раковин, 18 — конкреции кремня (раннедиагенетические), 19 — поверхность размыва.

Однако и в настоящее время данные проблемы являются актуальными, так как даже при изучении современной литературы можно встретить большое количество несоответствий при описании переслаивания толщи «а» и толщи «б»! Исходя из этого, целью рабо-

ты стало изучение вещественного состава и закономерностей его изменения по разрезу в карбонатных породах визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона, а также определение обстановок их осадконакопления. В задачи входило:

- Изучение петрографического состава, в том числе детальное определение структурных компонентов пород и их количественного соотношения
- Определение минерального состава пород хроматическим методом и методом рентгенофазового анализа
- Изучение отдельных структурных компонентов пород и их химического состава.
- Установление способов образования карбонатных пород и условий их осадконакопления.

Работа посвящена изучению геологического строения, петрографического состава и других вещественных характеристик каменноугольных отложений северо-западного крыла Московской синеклизы. Объектом представляемой работы являются карбонатные отложения чехла Русской платформы, залегающие в северо-западной части Московской синеклизы (рис. 1). Для изучения пород необходимо установить, из какого материала состоит порода и количественно оценить составляющие компоненты породы, а также дать раздельную характеристику каждой из составных частей, начиная с преобладающей. Необходимо отметить и особенности органических остатков.

Анализ пород проводился с помощью реакций окрашивания, электронной микроскопии, рентгенофазового анализа.

В ходе полевого описания пород было выделено одно отличие пород толщи «а» от пород толщ «b» и «с». В толще «b» впервые в разрезе появляется окремнение, проявленное в наличии конкреций и небольших линз. Выше по разрезу, в толще «с», размер линз кремня увеличивается.

При петрографическом описании пород были выявлены более детальные различия в породах. Все они отражены в таблице 1.

Таблица 1

Различия пород, выявленные в ходе петрографического описания

Показатель	Толща «а»	Толща «b»	Толща «с»
цемент	известковый, кристаллический	известковый, микритовый	Доломитовый, кристаллический
Органические остатки и форменные элементы	много, крупные, мелкие, неопределимый детрит, оолиты	цельнораковинные, только внизу толщи, вверх по разрезу фауна исчезает	много, крупные, мелкие, детрит, шлам
примеси	Терригенная – кварц		
Вторичные изменения		Конкреции кремня	Линзы кремня

Как видно из таблицы 1, наблюдается изменение состава цементирующей массы вверх по разрезу, а также тенденция к изменению количества и качества органических остатков.

В результате окрашивания пород в шлифах установлено, что породы визейского яруса (толща «а») представлены известняками. Породы серпуховского яруса разделились на 2

части: породы толщи «b» сложены кальцитом, а породы толщи «с» – доломитом с небольшой примесью кальцита, развивающегося по нему, что позволяет назвать породу известковистым доломитом.

В результате рентгенофазового анализа было установлено, что по минеральному составу известняки можно разделить на три группы: породы известкового состава с терригенной примесью – толщина «а»; породы чисто известковые – толщина «b»; породы сильно доломитизированные – толщина «с».

По результатам электронной микроскопии состав цемента пород толщ «а» и «b» нормально известковый. В цементе же пород толщи «с» выделено повышенное количество магния, что свидетельствует о присутствии доломита. Во всех породах в обломочной части выделен известковый состав. Также во всех образцах, так или иначе, фигурирует значительное содержания кремнезема. Суммируя эти результаты с предыдущими, можно предположить, что в породах толщи «а» так реагируют кварцевые зерна из терригенной примеси, а в толщах «b» и «с» – это отражение содержания кремневых конкреций.

Делая общий вывод, можно сказать, что породы толщи «b» являются переходными, и несут в себе признаки как одного, так и другого яруса и отнести их однозначно к визе или серпухову не представляется возможным.

Литература

1. Вишняков Г.С. «Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна», Изд. АН СССР, сер. геол., 1953 год.
2. Геккер Р.Ф. «Разрез толщи переслаивания «а» окской свиты нижнего карбона на р. Мсте», НКТП-СССР, М., 1938 год
3. «Геология СССР», под. Ред. А.В. Сидоренко, М., «Недра», 1971 год
4. Кофман В.С., Горянский В.Ю. «Каменноугольная система», М., «Недра», 1971 г.
5. Махлина М.Х., М.В. Вдовенко и др. «Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы», М.: Наука, 1993.
6. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою русской платформы (Ленинград, 1988). Каменноугольная система. Л., 1990.
7. Савицкий Ю.В. «Атлас микроостатков организмов нижнего карбона северо-западного крыла Московской синеклизы (остракоды, конодонты, позвоночные). Мстинская и Путлинская свиты» СПб: Изд. СПбГУ 2000.
8. Уилсон Дж. Л. «Карбонатные фации в геологической истории», под ред. В.Т. Фролова, М., «Недра», 1980 год.