

Н. Ф. Данукалов, Л. С. Кондручина, А. П. Черников, К. Н. Данукалов

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ И МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО Р. БЕЛАЯ (УРОЧИЩЕ КРИВАЯ ЛУКА)

Настоящая работа ставила своей целью получение новых данных и уточнение магнитостратиграфических схем отдельных уровней протерозоя Южного Урала.

Несмотря на длительное изучение рифейских отложений на Южном Урале законченной палеомагнитной шкалы пока нет. Ревизия имеющихся данных позволила сделать вывод о необходимости продолжения дальнейших исследований и критического анализа результатов прошлых лет.

Палеомагнитное изучение рифея на Южном Урале, начатое в 1959 г., продолжается до настоящего времени. Несмотря на слабый метаморфизм, обоснованную стратиграфическую привязку и наличие датировок абсолютного возраста пород рифейские отложения в палеомагнитном отношении являются сложным объектом. Одной из причин этого, как установлено в последние годы, в том числе с участием авторов, является широкое развитие в породах метахронной намагниченности, обусловленной герцинским орогенезом. Для решения проблемы — определения границы докембрия — кембрия и дальнейшего уточнения характеристики рифейско-вендских отложений совместно с геологами объединения «Уралгеология» были выбраны разрезы Кривой Луки. Эти разрезы, расположенные на западном склоне Южного Урала в Прибельской полосе восточного борга Башкирского антиклинория, являются наиболее отвечающими в настоящее время требованиям создания опорного разреза. В основу были положены палеонтологические, стратиграфические и палеомагнитные методы исследования. Был использован рациональный комплекс физических методов исследования, позволивший выявить минералы-носители естественной остаточной намагниченности, ее природу, вид и синхронность породам, способы и режим магнитной чистки [1, 3]. Исходным материалом для палеомагнитных исследований были терригенные и карбонатные отложения укской свиты, развитые на восточном и западном крыльях криволукской синклинали, отложения криволукской свиты в четырех разрозненных выходах общей мощностью 50 м и тиллитовые конгломераты кургашлинской свиты в одном выходе мощностью 10 м близ контакта с магматическими породами основного состава. Протяженность разрезов составляла 2,3 км. Шаг отбора ориентированных образцов обуславливался мощностью разреза и отдельных слоев и колебался от 0,1 м до 10 м. Всего изучено 1112 образцов из 384 стратиграфических уровней укской, криволукской и кургашлинской свит.

Исследования проводились в два этапа. На первом этапе изучались образцы «лидирующей» группы, охваты-

вающей все возрастные подразделения, наметившиеся магнитозоны полярности и типы пород. «Лидирующая» группа составляла не менее 10 % коллекции. На втором этапе выявленные закономерности переносились на всю коллекцию. Для распознавания магнитозон и их стратиграфического положения использовались типы режимов полярности, выделенные Н. Ф. Данукаловым [1993 г.].

При проведении палеомагнитных исследований наиболее изучены отложения **укской свиты**, представленной тремя частями (рис.).

Нижняя, 75-метровая часть представлена терригенной пачкой. Магнитная восприимчивость этих пород изменяется от 5×10^{-7} до $1,6 \times 10^{-5}$ СИ. Колебания величины магнитной восприимчивости, по-видимому, фиксируют изменения концентрации магнитных минералов в породе. По естественной остаточной намагниченности (I_n) колебания величин еще более частые, от 8×10^{-5} до 20×10^{-3} А/м. Характер кривой нормального намагничивания, величины полей, при которых нормальная намагниченность максимальна ($H_e = 2000$ э) и полей, разрушающих эту намагниченность ($H'_{cs} = 280-310$ э), свидетельствуют о том, что в терригенных породах основным носителем намагниченности является разнородный магнетит. Терригенная часть разреза характеризуется режимом полярности типа Пв — (преобладает обратная полярность с редкими участками прямой полярности I_n).

Метахронные намагниченности образцов терригенной толщи фиксируются после чистки по координатам D и J и по положению вычисленных по ним ВГП. Первая позднепалеозойская метахронная намагниченность определяется по ее направлению $D = 160-240^\circ$, $I = -50^\circ$. Вычисленный по ней ВГП располагается в северных широтах (40°), что характерно для положения палеополуса, определенного по породам Урала и Русской платформы, в перми — триасе [3]. Природа этой намагниченности, скорее всего, пьезохимическая и тесным образом связана с позднепалеозойским герцинским орогенезом. Прогрева данных пород более $200-250^\circ\text{C}$, видимо, не было. Стабильность этой намагниченности нередко очень высока и не всегда снимается чисткой при прогреве до 600°C . Вторая метахронная намагниченность имеет западное направление с положительным наклоном. Эта намагниченность тоже достаточно стабильна. По своей природе она, вероятно, химическая, на что указывает сравнение ее величины и стабильности к переменному полю с идеальной намагниченностью данных пород ($I_n > I_{ri}$). Носителем этой намагниченности является маггемит, и выделить ее удается чисткой до $400-550^\circ$ и 600° .

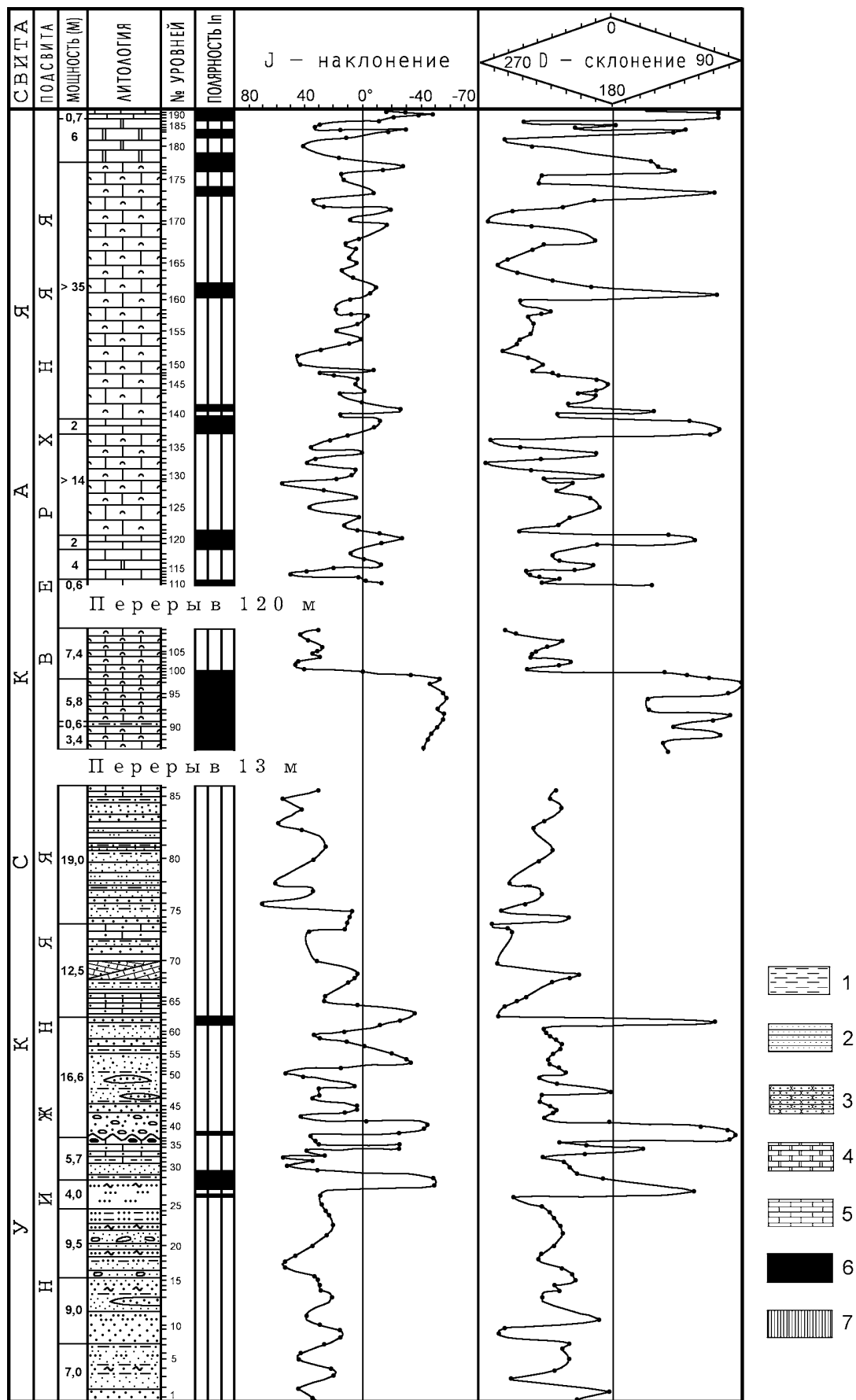


Рис. Палеомагнитный разрез укской свиты. Урочище Кривая Лука

1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – доломиты; 5 – известняки; 6 – прямая полярность In; 7 – обратная полярность In

При ступенчатом размагничивании образцов переменным магнитным полем получены данные о наличии магнетита и незначительной примеси гематита. Последний, видимо, и несет древнюю синхронную составляющую намагниченности. Обычно доля ее в I_n невелика (1–20%), но она чаще бывает стабильнее остальных составляющих к нагреванию и сохраняется после прогрева пород до 500–550°. Эта намагниченность ориентационная, ее носителями являются обломки магнетита и гематита. В пользу ее ориентационного происхождения свидетельствует малая величина этой намагниченности по сравнению с I_{gi} , и она заметно стабильнее к Н, чем I_{gi} . Вычисленный по ней ВГП имеет $\Phi = 2^\circ$ и $\Lambda = 206^\circ$, то есть расположен несколько севернее полюса, полученного по породам укской свиты района рек Зилим и Юрюзань [2]. Возможно это обусловлено тектоническими причинами. По режиму полярности и положению ВГП (по синхронной намагниченности) терригенные породы укской свиты отнесены авторами к позднему рифею, что не противоречит существующим представлениям об их возрасте.

Средняя часть укской свиты представлена карбонатно-терригенными отложениями с редкими прослоями песчаников. Контакт между описанными выше терригенными породами и этими карбонатами не изучен (15 м закрытого участка). Не исключен тектонический характер контакта. Весь этот район разбит серией разломов, отмечается много надвигов. По представлению ряда геологов (В. А. Романов, М. А. Камалетдинов и др.) здесь имеется ряд тектонических шарьяжей и пластин.

Величины I_n и I_i этих пород возрастают снизу вверх со значительными колебаниями для отдельных образцов от $0,11 \times 10^{-3}$ до $0,9 \times 10^{-3}$ А/м по I_i и от $0,15 \times 10^{-3}$ до 3×10^{-3} А/м по I_n . Согласное поведение их по разрезу указывает на связь колебаний этих величин с изменением концентрации магнитных минералов, а не с изменением геохимической обстановки формирования или метаморфизмом этих известняков. К сожалению, выход этих известняков изучен по мощности всего на 18 м. Носителем намагниченности данных пород является довольно однородный магнетит. При нагреве пород выше 400°С магнитная восприимчивость увеличивается. Это указывает на образование нового магнитного минерала магнетитовой группы в процессе эксперимента.

Диаграммы Зийдервельда и кривые терморазмагничивания I_n свидетельствуют о многокомпонентном составе естественной остаточной намагниченности. Отмечается присутствие в I_n как минимум трех составляющих: современной вязкой (I_{nv}), позднепалеозойской метакронной (I_{nm}) и, вероятно, синхронной породам (I_n^0). I_{nv} в ряде образцов преобладает, но она легко снимается нагревом до 100–150°С. Отложения средней части укской свиты характеризуются преобладанием I_n прямой полярности. В некоторых образцах выделяется позднепалеозойская I_{nm} обратной полярности. Она разрушается при нагреве пород до 350–400°С. Доля I_n^0 в I_n невелика, но она преобладает в тех случаях, когда уже остается не более 8% исходной намагниченности. Эта намагниченность наиболее стабильна к нагреву. Положение ВГП, вычисленное по ней ($\Lambda = 192^\circ$, $\Phi = 1^\circ$), соответствует положению полюса,

полученного для пород укской свиты из других районов Южного Урала (рр. Б. Инзер, Зилим, Юрюзань). О палеомагнитной стабильности этой составляющей I_n свидетельствуют и направления I_n прямой (N) и обратной (R) полярности, ориентированные противоположно друг другу почти на 180° ($N - D_{cp} = 54^\circ$, $I_{cp} = 45^\circ$, $R - D_{cp} = 228^\circ$, $I_{cp} = 40^\circ$).

Нижняя часть изученных отложений характеризуется прямой I_n^0 , а верхняя — обратной. Переход от N зоны к R зоне полярности постепенный.

Верхняя часть разреза укской свиты представлена в основном рифовыми известняками, и только самые верхние 8 м пройдены по слоистым доломитам. Магнитная восприимчивость рифейских известняков очень низкая. Поведение естественной остаточной намагниченности достаточно сложное. По нему выделяется несколько пачек пород, имеющих свои особенности, которые в определенной мере характеризуют обусловленность изменения магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности изменением концентрации магнитных минералов.

I пачка характеризуется в среднем повышенным значением I_n ($I_{n, cp} = 0,4 \times 10^{-3}$ А/м). II пачка характеризуется пониженными значениями I_n ($I_{n, cp} = 0,05 \times 10^{-3}$ А/м). III пачка характеризуется по величинам I_n как промежуточная между I и II пачками ($I_{n, cp} = 0,15 \times 10^{-3}$ А/м). IV пачка характеризуется промежуточными величинами I_n (выделяются два более мелких цикла с $I_{n, cp} = 0,09 \times 10^{-3}$ А/м). В обоих циклах I_n повышается к центру цикла. V пачка — видимо, незаконченный цикл повышенных значений I_n . Здесь остаточная намагниченность возрастает от $0,4 \times 10^{-3}$ А/м до 8×10^{-3} А/м. Далее I_n постепенно уменьшается. По магнитной восприимчивости фиксируются только I и V циклы.

Полученные данные в определенной мере характеризуют обусловленность изменений магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности за счет концентраций магнитных минералов. Однако поведение I_n в большей мере отражает особенности геохимической обстановки образования, а возможно, и метаморфизма пород.

В этой части разреза преобладает обратная полярность с достаточно большим количеством непродолжительных интервалов прямой полярности, расположенных равномерно (тип III в). В целом для пород данного обнажения характерна трехкомпонентная I_n , состоящая из I_{nv} , I_{nm} и I_n^0 .

I_{nv} — современная вязкая. Она составляет обычно около 20% I_n , очень редко — 40%. Разрушается I_{nv} нагревом до 100–150°С. Наибольший процент составляет I_{nm} обратной полярности. Мы ее считаем позднепалеозойской, так как ее направление ($D_{cp} = 213^\circ$, $I_{cp} = -20^\circ$), и вычисленный по ней ВГП ($\Lambda = 193^\circ$, $\Phi = 40^\circ$) соответствуют его положению в позднем палеозое, а последний очень близок к положению ВГП для I_{nm} терригенной пачки, описанной выше (табл.). Прогрев пород до 400–450°С разрушает эту намагниченность. К переменному полю I_{nm} менее стабильна, чем I_{gi} , что свидетельствует о ее не ориентационной, а возможно, пьезохимической природе.

После прогрева пород до 400°C остается 5–10% I_n . Эту составляющую мы принимаем за синхронную, безусловно, потерявшую какую-то часть при прогревах до более низких температур. В единичных образцах эта намагниченность преобладает, бывает прямой и обратной полярности, при этом направление R и N намагниченностей отличаются почти на 180° ($D=219^\circ$, $I=23^\circ$ и $D=44^\circ$, $I=-17^\circ$). Кроме того, данная намагниченность стабильнее к переменному полю, чем I_g и заметно меньше последней по величине.

Все это: I_n меньше, но стабильнее I_g , наличие пород с разной полярностью, направление намагниченности которых отличается на 180°, свидетельствует о том, что данная составляющая I_n , вероятно, ориентационная и синхронна породам. Вычисленный по ней ВГП ($\Lambda=195^\circ$, $\Phi=17^\circ$) близок к положению ВГП ранее рассмотренных терригенных пород укской свиты.

В целом, по изученным отложениям, предположительно относящимся к укской свите, складывается следующая картина. Нижняя терригенная часть разреза характеризуется режимом обратной полярности с отдельными интервалами прямой R_n — тип IIв. В средней карбонатно-терригенной части (карбонатной, с редкими прослоями песчаников) преобладает прямая полярность N_g — тип IIIа. Верхняя карбонатная часть разреза характеризуется режимом преобладания обратной полярности R_n — тип IIIв. В самом верху разреза режим полярности знакопеременный NR — тип Vа.

Отложения **криволукской свиты** изучены нами в пяти разрозненных небольших выходах.

В породах первого выхода на правом берегу Белой носителем намагниченности является, вероятно, мелкозернистый магнитомягкий магнетит. Диаграмма Зийдервельда указывает, что естественная остаточная намагниченность трехкомпонентная. Это подтверждается и данными терморазмагничивания I_n . Здесь присутствует I_{nv} , разрушаемая нагревом до 150° и две стабильные древние намагниченности. Разрушение одной из них не сказывается на общем направлении. По-видимому, их направления близки, и одна из них к тому же заметно меньше по величине, но более стабильная. В начале эксперимента магнитная восприимчивость немного увеличивается за счет дегидратации гидроокислов железа (до 200°C). В дальнейшем магнитная восприимчивость уменьшается, что связано с окислением магнетита. Новообразований магнитных минералов здесь нет. Наиболее стабильная компонента I_n прямой полярности ориентирована на северо-восток и имеет отрицательное наклонение, что характерно для раннепалеозойских пород.

Во втором выходе носителем намагниченности является магнетит, но более магнитомягкий, чем в породах предыдущего фрагмента криволукской свиты. Кривая I_{rs} идет более круто, раньше достигает насыщения, $H'_{cs}=35$ мТ.

На диаграмме Зийдервельда и по данным терморазмагничивания фиксируется наличие трех составляющих I_n . Здесь довольно четко видно (особенно по терморазмагничиванию), что естественная остаточная намагниченность состоит из I_{nv} , I_{nm} и I_n° .

Вязкая намагниченность разрушается нагревом до 200°, метахронная обратной полярности — при температуре выше 350°, после чего остается примерно 10% I_n . Последняя составляющая I_n имеет прямую полярность и то же направление, что и в породах предыдущего разреза. Следует отметить, что влияния на направление I_n , ее величину и магнитную восприимчивость со стороны близ расположенного магматического тела не наблюдается.

В третьем выходе криволукской свиты породы тоже имеют прямую полярность I_n . Носителем намагниченности, в отличие от предыдущих двух выходов, здесь является гематит разных генераций, так как кривые нормального намагничивания показывают наличие сравнительно магнитомягкого гематита (I_g до $H=100$ мТ растет быстро) и магнитомягкого гематита (рост I_g замедляется и не достигает насыщения при 300 мТ). Есть образцы, где присутствует один только жесткий гематит.

I_n в большинстве случаев двухкомпонентная. Вторичная намагниченность снимается нагревом до 450°C. Здесь I_n° прямой полярности восточного направления также синхронна породам. В зоне контакта с магматическим телом I_n имеет другое направление обратной полярности, такое же, как в контактной части последнего.

В четвертом и пятом выходах свиты носитель намагниченности — гематит. В четвертом — I_n трехкомпонентная, а в пятом — двухкомпонентная. Вторичные намагниченности снимаются нагревом до 350–600°C. Синхронная породам составляющая I_n — прямой полярности восточных румбов.

Таким образом, в изученных породах криволукской свиты во всех пяти выходах I_n° имеет прямую полярность. Вычисленный по ней ВГП располагается чуть севернее ВГП пород укской свиты. Ранее [2] в криволукской свите за первичную принималась I_n обратной полярности; по-видимому, тогда за нее была принята древняя вторичная намагниченность (ВГП располагался немного севернее и восточнее). В то время (в 70-е годы) мы не располагали чувствительной аппаратурой и защитой от внешнего лабораторного поля, которая имеется в настоящее время, и I_n была просто недочищена.

Отложения **кургашлинской свиты** изучены в одном месте в небольшом выходе 10 м мощности.

Носителем намагниченности пород этой свиты является гематит разных генераций. Обычно присутствуют две из них, что отчетливо видно на кривых нормального намагничивания. I_n трехкомпонентная, состоит из I_{nv} , I_{nm} и I_n° . Доля I_{nv} в I_n невелика. В основном преобладает метахронная намагниченность обратной полярности. Нередко присутствуют только I_{nv} и I_{nm} , а синхронная намагниченность не выделяется. Но есть образцы, у которых после чистки синхронную намагниченность удается выделить. Эта намагниченность прямой полярности.

После чистки выделяются две компоненты намагниченности: одна направлена на юг и имеет обратную полярность — I_{nm} и вторая — прямой полярности направлена на северо-восток — I_n° .

Таблица

ОСНОВНЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ДРЕВНИХ ПОРОД УРОЧИЩА «КРИВАЯ ЛУКА»

Свита	Толща	Район отбора образцов	Литологическая характеристика	Координата места отбора проб		Магнитная зона	Кол-во уровней	Кол-во образцов	Направление намагниченности		Координаты ВПП		Статистические данные				Палеошиш-рога	Возраст намагниченности
				φ	λ				D	I	Λ	Φ	K	α ₉₅	θ ₁	θ ₂		
кургашлинская			конгломераты	53°	57,5°	N	8	24	52°	-20°	186°	13°	9,1	19,4	20,3	10,6	2-10	P
			песчаники	53°	57,5°	R	7	21	196°	10°	217°	43°	62,1	7,7	7,9	4,1	-8	
		интрузия (эффузив)		53°	57,5°	R	8	17	236°	5°	177°	17°	5,2	17,4	17,6	8,8	2,4	Cr?
		наклонная интрузия	1 гр.	53°	57,5°	R	8	12	296°	20°	134°	-24°	23,9	9,1	9,5	5,0	10,5	Cr?
криволукская				53°	57,5°	R	6	22	191°	-40°	218°	59°	9	10,4	13,2	7,9	-22,9	Cr?
				53°	57,5°	R	8	20	273°	-49°	128°	22°	15,4	8,6	11,4	7,8	-20,2	
		1 гр.		53°	57,5°	R	6	36	268°	35°	169°	-14°	6,9	11,6	13,4	7,7	19,2	Cr
		2 гр.		53°	57,5°	R	6	36	270°	-34°	137°	-15°	6,4	11,3	12,9	7,3	-18	
укская			кварцитовидн. песчаники	53°	57,5°	N, R	15	28	62°	-30°	181°	3°	13,5	9,5	10,5	5,8	-16	P
		восточный разрез	верхняя часть карбонатного разреза	53°	57,5°	R	45	136	219°	23°	197°	17°	10,1	7	7,5	4,0	12	P
			средняя часть карбонатного разреза	53°	57,5°	N	17	51	44°	-17°	190°	17°	14,9	9,5	9,9	5,1	8,9	
			терригенная часть	53°	57,5°	R	62	186	221°	21°	195°	17°	11,1	5,7	6,0	3,1	11,1	
кургашлинская				53°	57,5°	R	24	100	213°	-20°	193°	40°	10,0	9,8	10,3	5,4	10,5	
				53°	57,5°	R	10	30	228°	40°	194°	4°	37,6	8	9,6	5,7	22,5	
				53°	57,5°	N	12	36	54°	-45°	191°	-2°	18,3	10,4	13,2	8,4	26,6	P
				53°	57,5°	R	12	60	51°	-43°	192°	1°	23,9	6,5	8,0	4,9	24,7	
кургашлинская				53°	57,5°	R	34	102	212°	36°	206°	12°	18,9	5,8	6,8	3,9	20,3	P
				53°	57,5°	R	34	102	276°	32°	153°	-17°	14,6	6,7	7,5	4,2	17,6	
				53°	57,5°	R	16	48	214°	-24°	191°	41°	7,8	14,1	15,0	8,0	12,4	
		западный разрез	верхняя часть карбонатного разреза	53°	57,5°	R	9	28	230°	31°	192°	9°	8,8	18,4	20,5	11,4	16,5	P
кургашлинская			нижняя часть (конгломераты)	53°	57,5°	N	11	33	60°	-32°	183°	3°	22,6	9,8	11,0	6,2	17,2	
				53°	57,5°	R	20	60	235°	31°	187°	5°	19,2	9,2	10,3	5,8	17,0	
				53°	57,5°	R	8	24	247°	39°	180°	-4°	20,5	12,5	14,9	8,9	21,8	P
		интрузия	2гр.	53°	57,5°	R	8	24	247°	39°	180°	-4°	20,5	12,5	14,9	8,9	21,8	P

In_m , вероятно, химическая, так как по величине она сравнима с Ig_1 . Оставшаяся после разрушения In_m часть In меньше Ig_1 и стабильнее последней, что указывает на ее ориентационное происхождение и, следовательно, синхронность породам. Полюс, вычисленный по In , имеет те же координаты, что и в породах укской свиты по In ($\Lambda = 217^\circ$, $\Phi = 13^\circ$), а ВГП, вычисленный по древней намагниченности, которую мы считаем синхронной, располагается несколько севернее и восточнее ВГП, установленного по породам криволукской свиты ($\Lambda = 186^\circ$, $\Phi = 13^\circ$). Эти породы снизу контактируют с небольшим магматическим телом, воздействия которого на осадочные отложения кургашлинской свиты не наблюдается, в последних попадают обломки изверженных пород основного состава. Отложения кургашлинской свиты в данном месте ложатся с перерывом на подстилающие изверженные породы. Перерыв, по-видимому, небольшой — предположительно в одну ортомагнитозону (то есть 1–2 млн. лет). Таким образом, мы видим, что по полярности In^0 и составу магнитной фракции изученные породы кургашлинской и криволукской свит (а их к сожалению очень мало) близки между собой и заметно отличаются от отложений укской свиты, хотя режим полярности верхней части укской свиты указывает на переход от R режима к N. Полюсы постепенно смещаются к северо-востоку от их положения для кургашлинской свиты. Следовательно, палеомагнитные данные фиксируют нормальную последовательность накопления пород и их определенную возрастную близость, с одной стороны, а с другой, разные режимы полярности (R и N) и состав носителей намагниченности свидетельствуют о происходящих переменах в условиях осадконакопления (отлагаются в основном терригенные осадки, а по времени образования они моложе карбонатов укской свиты).

Таким образом, по палеомагнитным данным устанавливается непрерывное закономерное изменение режима полярности снизу вверх по разрезу. Укская свита характеризуется устойчивым режимом обратной полярности. В нижней части свиты появляются отдельные редкие интервалы с прямой полярностью. В средней части свиты начинают преобладать участки с In^0 прямой полярности, но в целом преобладает знакопеременный режим полярности N_r . Вверх по разрезу снова преобладает обратная полярность, но имеется много небольших интервалов с прямой полярностью, то есть режим полярности становится R_n III типа. В верхах свиты вновь начинает

преобладать режим полярности знакопеременный с примерно равными интервалами R и N.

Криволукская свита характеризуется устойчивым режимом прямой полярности In^0 . Такой же режим полярности свойственен и кургашлинской свите, во всяком случае, ее нижней части. Имеющиеся там участки с In обратной полярности, вероятно, обусловлены наличием позднепалеозойской намагниченности обратной полярности, от которой не удастся избавиться при чистках. Не исключено, что у этих пород была и синхронная обратная In , так как известно, что вторичная намагниченность легче возникает в породах одинаковой с ней полярности, и в таких случаях от нее трудно избавиться. Итак, палеомагнитные данные свидетельствуют о наличии непосредственного перехода от укской свиты к криволукской и о том, что большого перерыва (если он существовал вообще) между криволукской и кургашлинской свитами не устанавливается.

Магнитные и палеомагнитные исследования, проведенные в урочище Кривая Лука, расположенном в Прибельской зоне западного склона Южного Урала, позволяют сделать следующие выводы.

Установлена нормальная последовательность накопления осадочных пород в интервале от укской до кургашлинской свит и их определенная возрастная близость. Разные режимы полярности и различный состав носителей намагниченности свидетельствуют о происходивших переменах в геохимической обстановке образования пород. Эти результаты увязываются с данными, полученными на основе литологических методов исследований, которые показали, что нижняя терригенная и верхняя карбонатная толщи укской свиты тесно связаны между собой и формировались в одном бассейне осадконакопления с закономерным циклическим нарастанием карбонатности до образования строматолитовых тел. На основании сопоставления палеомагнитных разрезов и характеристик ВГП сделан вывод о том, что самая нижняя — терригенная часть изученных отложений укской свиты сопоставима с отложениями миньярской свиты позднего рифея.

Литература: 1. *Петрова Г. Н.* Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. 1977. № 19. С. 40–49. 2. **Стратотип рифея.** Палеонтология. Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 368). 3. *Храмов А. Н., Гончаров Г. И., Комиссарова Р. А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ

Для прогнозирования будущих изменений климата важно отделить естественный ход климатических событий от влияния антропогенных факторов, способствующих потеплению. В последнее время к традиционным способам оценки параметров естественных колебаний климата добавился метод реконструкции его изменений по измерениям температуры в скважинах. Этот метод широко применяется для изучения колебаний климата за последние несколько столетий, однако существует возможность получить информацию и о более отдаленных событиях.

Температуры, измеренные в скважинах, несут информацию о прошлых изменениях температуры поверхности Земли (ТПЗ), связанных с изменениями климата, и могут быть использованы для их реконструкции. Благодаря механизму теплопроводности, изменения температуры на поверхности проникают вглубь Земли, искажая температурное поле. С увеличением глубины короткопериодные искажения температуры затухают, и преобладает термически осредненный ясно выраженный сигнал от длиннопериодных вариаций температуры поверхности Земли. Чем глубже проникает возмущение температуры, тем больший промежуток истории изменения температуры на поверхности оно представляет. Следовательно, реконструированная ТПЗ в какой-либо момент времени в прошлом является средневзвешенной температурой за определенный период времени, при этом интервал осреднения увеличивается по мере удаления в прошлое. Например [1], при реконструкции истории ТПЗ на 3 тыс. лет назад интервал осреднения простирается примерно на период 4–2 тыс. лет назад, на 10 тыс. лет назад он составляет 15–5 тыс. лет назад, и на 30 тыс. лет назад — уже 50–10 тыс. лет назад. Так как холодный период во время последнего (Вюрмского) оледенения преобладал 80–10 тыс. лет назад, существует возможность получить среднюю температуру поверхности Земли для него, несмотря на значительные интервалы осреднения. Такие оценки были выполнены по данным измерения температуры в глубоких скважинах на территории Словении и Чехии [1, 2]. Целью настоящей работы является анализ возможностей метода и реконструкция истории ТПЗ по данным из скважины Ильменская–1, расположенной в Ильменском заповеднике на Южном Урале.

Для реконструкции изменений климата решается обратная задача геотермии. В данной работе использовался метод инверсии в функциональном пространстве [3]. Задача решается в предположении об одномерности среды и отсутствии конвективного теплопереноса. Достоинством метода является то, что все параметры среды могут быть определены одновременно. Для решения задачи необходимо задать полное априорное описание параметров модели, таких как: температура на поверхности, теплофизические свойства пород, плотность теплового

потока на нижней границе, начальное распределение температур в скважине, а также дисперсию этих свойств. Известно, что чем более точно будет задано начальное приближение и сужены интервалы входных параметров, тем ближе будет результат инверсии к истинному. Поэтому лучшие результаты можно получить по скважинам, для которых имеются достаточно полные и качественные экспериментальные данные о температуре и теплофизических свойствах разреза.

Перед тем как использовать метод для обработки скважинных данных, мы исследовали его разрешающую способность для реконструкции изменений климата за поздне- и послеледниковое время. Для этого выполнено моделирование влияния палеоклимата на распределение геотермического поля (прямая задача). Затем полученное распределение температуры с глубиной используется для инверсии (обратная задача). Все вычисления выполнялись для конкретной скважины — Ильменская–1. Моделирование выполнялось до глубины 7000 м. Предполагалось, что массив горных пород ниже забоя скважины однороден по теплофизическим свойствам и является продолжением вскрытого в нижней части скважины. Геофизические исследования в районе скважины подтверждают правоту такого предположения [Макагонов, 1994 г.].

При решении прямой задачи рассчитано искажение температуры с глубиной, вызванное вариациями климата за последние 250 тыс. лет.

Решалось одномерное нестационарное уравнение теплопроводности для неоднородной среды с границами $x=0$ и $x=L$:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) = 0 \quad (1)$$

с начальным условием $T(x,0) = T_0(x)$

и граничными условиями $T(0,t) = T_1(t)$ (1')

$$\frac{\partial T(L,t)}{\partial x} = G_0,$$

где $T = T(x,t)$ — температура земной коры, $\rho c = C'(x)$ — теплоемкость единицы объема среды, $k = k(x)$ — коэффициент теплопроводности.

Задача решалась методом конечных разностей. В качестве граничного условия на поверхности Земли использованы данные о региональном палеоклимате. Они получены на основе литературных данных о среднеглобальной температуре северного полушария с учетом современной среднегодовой температуры и коэффициента, учитывающего возрастание амплитуды колебаний температуры с ростом широты местности [4]. Отметим, что граничным условием на поверхности Земли является температура горной породы на глубине затухания годовых колебаний температуры. Градиент температуры на нижней границе G_0 определялся по тепловому потоку на наиболь-

шей глубине, для которой имеются надежные геотермические данные.

Начальный профиль температуры в скважине рассчитывался по тепловому потоку, теплопроводности пород разреза и температуре поверхности для двух случаев. В первом варианте предполагалось, что температура поверхности в начальный момент времени была равна современной (как это обычно делается в литературе), во втором варианте — усредненной за последний миллион лет температуре поверхности Земли [4]. На рис. 1 приведены отклонения результирующего распределения температуры по скважине от исходного равновесного состояния для двух указанных случаев. Расчеты показали, что наиболее значительные отклонения вызваны потеплением примерно на 10 градусов, произошедшим в конце ледникового периода около 10 тыс. лет назад. Эффект от последующих вариаций климата выражен гораздо слабее. Они вызывают лишь незначительный всплеск на кривых рис. 1 в верхней части разреза, на глубинах до 1–1,5 км. Поэтому шансы для реконструкции послеледниковой потепления гораздо лучше, чем для реконструкции последующих вариаций.

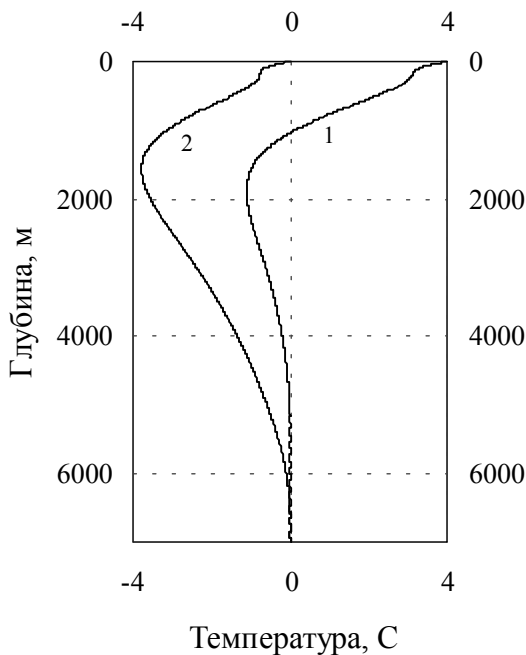


Рис. 1. Результаты моделирования влияния палеоклимата на геотермическое поле

Температура поверхности Земли в начальный момент времени равна: 1—современной, 2—усредненной за миллион лет температуре

При решении обратной задачи реконструированная ТПЗ зависит от глубины скважины, принятой для инверсии (рис. 2). При одной и той же глубине скважины инверсия второго варианта температурного профиля дает несколько лучший результат по сравнению с первым. Однако при глубине 2 км, соответствующей реальной глубине изученной скважины, это различие практически несущественно.

В этом случае амплитуда реконструированного потепления составляет примерно 80 % от действительного.

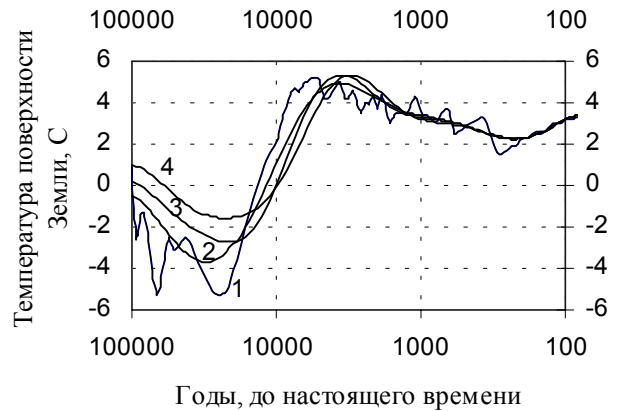


Рис. 2. Влияние глубины скважины на результаты инверсии (по результатам моделирования)

1—региональная палеотемпература, 2–4—реконструированная ТПЗ при глубине скважины 6000 м (2), 2500 м (3), 2000 м (4)

Скважина Ильменская–1 была выбрана как наиболее глубокая на изученной части восточного склона Южного Урала и, кроме того, достаточно хорошо удовлетворяющая условиям задачи. В верхней части скважина вскрыла нижнепротерозойские отложения ильменогорской и вишневогорской толщ, в состав которых входят амфиболиты, плагиогнейсы, плагиограниты, плагиосланцы. Глубже 500 м скважина прошла по миаскитовому массиву, довольно однородному по теплопроводности. По геофизическим данным положение нижней границы миаскитового массива в районе скважины оценивается в 3–4 км или глубже [Макагонов, 1994 г.]. Для инверсии были использованы результаты измерения температуры, выполненные одним из авторов через 6 месяцев после завершения бурения [5] до глубины 1945 м по вертикали. Погрешность определения температуры оценивается в 0,02–0,03°C, чувствительность термометра 0,01°C. Измерения теплопроводности проведены сравнительным методом на 95 образцах, отобранных через каждые 15–20 м. Погрешность отдельного измерения не превышает 7%. Геотермические параметры по скважине представлены на рис. 3. Показано распределение теплопроводности по разрезу, полученное путем осреднения в интервале протяженностью 190 м с шагом 10 м. В предыдущих работах отмечалось некоторое увеличение теплового потока в нижней части скважины, связанное, вероятно, с влиянием палеоклимата [5, 6].

Известно, что результат инверсии зависит от задаваемых априорных значений стандартных отклонений для входных параметров, в частности, для температуры и теплопроводности. Увеличение стандартных отклонений приводит к более сглаженной кривой ТПЗ. Чрезмерное сужение интервалов входных параметров приводит к тому, что «шум», неизбежно присутствующий во входных данных, может быть интерпретирован как результат прошлых

изменений климата. Качество исходных геотермических данных по скважине позволяет использовать при инверсии значения стандартных отклонений для температуры $\sigma_T = 0,02^\circ\text{C}$. Для теплопроводности принималось $\sigma_\lambda = 0,3 \text{ Вт/(мК)}$ в интервале глубин 0–500 м, и $\sigma_\lambda = 0,1 \text{ Вт/(мК)}$ ниже 500 м, где разрез становится достаточно однородным. Эти параметры использовались как при решении модельной задачи, так и при обработке реальных данных. Аналогичные низкие значения стандартных отклонений использовались ранее в работах [1, 2] для того, чтобы интерпретировать длинноволновое искривление термограммы в глубокой скважине как следствие удаленных во времени прошлых изменений температуры поверхности Земли.

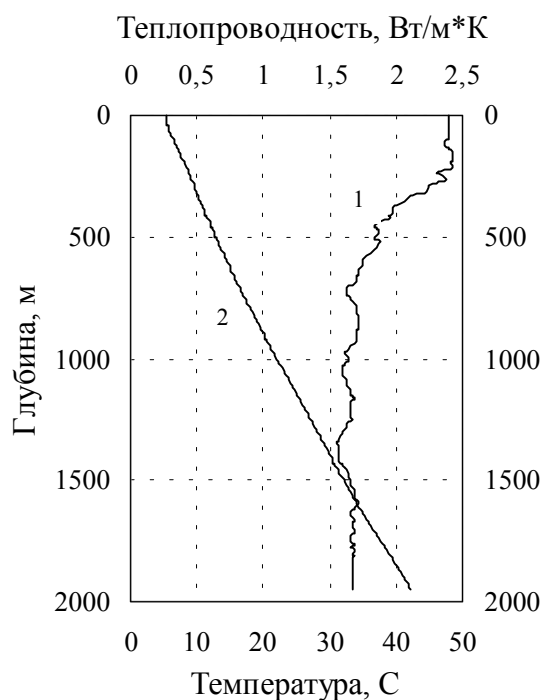


Рис. 3. Распределение теплопроводности (1) и температуры (2) по скважине Ильменская–1

Результаты инверсии для скважины Ильменская–1 приведены на рис. 4. Они воспроизводят минимум ледникового периода примерно 30 тыс. лет назад и последующее потепление на $6,9^\circ\text{C}$. С учетом результатов моделирования можно оценить амплитуду реального потепления приблизительно в $8,5^\circ\text{C}$.

По порядку величины это сопоставимо с реконструированной амплитудой послеледниковое потепления, полученной другими исследователями. Например, по ряду глубоких скважин в Словении оценка составляет $7\text{--}12^\circ\text{C}$, в Чехии — $5\text{--}14^\circ\text{C}$ [1, 2], по сверхглубокой скважине КТВ в Германии — 10°C [7].

Представляется, что полученные результаты довольно хорошо согласуются с данными, полученными другими методами как для северного полушария в целом [8, 9 и др.], так и для соседней территории — Башкирского Предуралья [10]. Несмотря на значительные интервалы осреднения,

четко выделяется оптимум голоцена 5–6 тыс. лет назад с пиком примерно на $1,3^\circ\text{C}$ больше современной температуры. Малый климатический оптимум, максимум которого был примерно 1000 лет назад [10] и предшествовавшее ему потепление нашли отражение во втором максимуме, примерно 1–2 тыс. лет назад. В данном исследовании основное внимание уделялось более отдаленным во времени событиям, однако климатические изменения за последние несколько столетий также довольно четко выражены в реконструированной кривой. Результаты, полученные для этого периода по измерениям температуры в ряде скважин на Южном Урале, в том числе и в Ильменской–1, детально обсуждались в предыдущих работах [11, 12 и др.]. Сравнение их с данными о среднегодовых температурах воздуха по 11 метеостанциям в том же регионе показало, что, несмотря на некоторые пространственные вариации, они отражают одну общую историю изменения температуры.

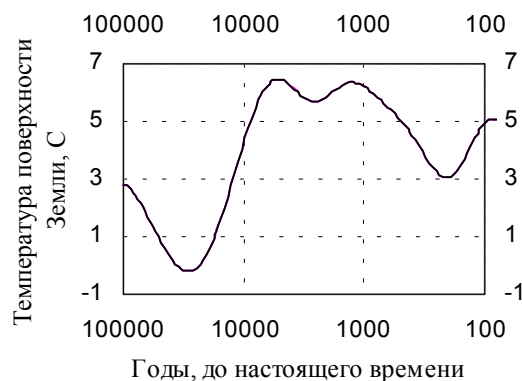


Рис. 4. Изменение температуры поверхности Земли по результатам инверсии скважинных температур (скв. Ильменская–1)

Таким образом, показана возможность получить среднюю температуру поверхности Земли для последнего оледенения, преобладавшего в период 80–10 тыс. лет назад. Впервые выполнены реконструкция изменений климата на период до 100 тыс. лет назад и прямая оценка амплитуды послеледниковое потепления по геотермическим данным для Южного Урала. Этот результат хорошо согласуется с данными, полученными другими методами, и является независимой оценкой послеледниковое потепления на Южном Урале.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97–05–65123.

Литература: 1. *Rajver D., Safanda J., Shen P. Y.* The climate record inverted from borehole temperatures in Slovenia // *Tectonophysics*. 1998. 291. 1–4. P. 263–276. 2. *Safanda J., Rajver D.* Characteristics of the last glacial/interglacial warming in Central Europe inferred from deep borehole temperature logs // *Romanian Journal of Geophysics*. 1999. Special Issue. 3. *Shen P. Y., Beck A. E.* Least squares inversion of borehole temperature measurements in functional space // *J. Geophys. Res.* 1991. v. 96. NB12. P. 19965–19979. 4. *Пу-*

менов В. П., Попов Ю. А., Климанов В. А. Вертикальные вариации теплового потока и палеоклимат // Физика Земли. 1996. № 6. С. 84–92. **5. Голованова И. В.** Геотермические исследования в Ильменской скважине 1 // Ежегодник–1994. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. 1995. С. 129–131. **6. Kukkonen I. T., Golovanova I. V., Khachay Yu. V. e. a.** Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt—implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 63–85. **7. Clauser C., Giese P., Huenges E. e. a.** The thermal regime of the crystalline continental crust—implications from the KTB // J. Geophys. Res. 1997. 102. P. 18417–18441. **8. Клименко В. В., Климанов В. А., Федоров М. В.** История средней температуры северного полушария за последние 11000 лет // Докл. АН СССР. 1996. Т. 348. ¹1. С. 111–114. **9. Climate change:**

The IPCC Scientific Assessment. Report of working group 1 of the Intergovernmental panel on climate change. N.–Y.: Cambridge Univ. press, 1990. 364 p. **10. Немкова В. К., Климанов В. А.** Характеристики климата Башкирского Предуралья в голоцене // Некоторые вопросы биоэволюции, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья / БНЦ УрО АН СССР. Уфа. 1988. С. 65–71. **11. Голованова И. В., Селезнева Г. В.** Реконструкция изменения климата на Южном Урале по измерениям температуры в скважинах // Ежегодник–1997. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 103–110. **12. Stule P., Golovanova I. V., Selezniova G. V.** Climate change record in the Earth—example of borehole data analysis in the Urals region, Russia // Phys. Chem Earth, 1998. Vol. 23. N. 9–10. P. 1109–1114.

Я. Н. Хамидуллин

К ВОПРОСУ ПОСТРОЕНИЯ МЕТОДОЛОГИИ ВЫЯВЛЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Проблема обнаружения областей подготовки сильных землетрясений является одной из самых актуальных в сейсмологии, представляющей наибольший интерес для прогноза и контроля сейсмоопасных явлений. Наиболее остро эта проблема стоит во внутриплитовых областях, где физическая природа возникновения сильных землетрясений до сих пор не выяснена.

Методология выявления областей подготовки сильных землетрясений должна базироваться на общем физическом описании процесса перераспределения упругой потенциальной энергии в литосфере. С позиций физики твердого тела возникновение этой энергии можно связывать с упругими смещениями атомов из их равновесного положения в кристаллической структуре вещества геологической среды. При этом запас упругой энергии принято в геофизике называть энергонасыщенностью среды.

Таким образом, проблема выявления областей подготовки сильных землетрясений в геофизическом аспекте сводится к инструментальному обнаружению зон с критической энергонасыщенностью. Исходя из общего физического описания сейсмического процесса [1], где под областью подготовки землетрясений с позиций

статистической физики понимается статистическая система, состоящая из ансамбля устойчивых и неустойчивых подсистем с неполными равновесиями, можно выделить следующие основные этапы по обнаружению областей подготовки землетрясений: 1 — выявление площадей с высокой энергонасыщенностью с помощью карт изолиний для параметра $S^{(b)}_{Mk}$, характеризующего степень энергонасыщенности в исследуемых объемах среды, оцениваемого по результатам регистрации сейсмической эмиссии в наиболее широком энергетическом диапазоне; 2 — анализ геоструктурных особенностей площадей с высокой энергонасыщенностью и исследование процессов накопления и высвобождения упругой энергии в этих областях, используя уравнение баланса, описывающее эти процессы; 3 — совместный анализ временных рядов параметра $S^{(b)}_{Mk}$, поля виброколебаний и особенностей флюидной динамики на выделенной площади с помощью запатентованного способа [2].

Литература: **1. Хамидуллин Я. Н.** Физика сейсмического процесса. Уфа, 1994. 183 с. **2. Пат. 2102780 РФ.** Способ контроля землетрясений / **Я. Н. Хамидуллин** / № 96 123157, Заяв. 1996 г.; Опубл. Бюл. 2. 1998.

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ СЕЙСМОСОБЫТИЯ 8 АПРЕЛЯ 1999 ГОДА В Г. УФЕ

8 апреля 1999 года в 19 часов 20 минут местного времени жители нескольких домов южной части города наблюдали сотрясения и колебания домов. Вот их адреса: ул. Комсомольская, 27/2 и 27/3; Проспект Октября, 18/3. Все эти дома 12-этажные, одноподъездные, расположенные недалеко друг от друга. В это же время колебания были зафиксированы и в здании Уфимского института сервиса по ул. Чернышевского, 145. Есть сведения, что подверглись колебанию также дома по ул. Цурюпы, 84; Кирова, 99/1; Клавдии Абрамовой, 2 и 50-летия СССР, 43.

Автором были обследованы три дома и прилегающие участки. Реально отмечены толчки по ул. Комсомольской, 27/2 и 27/3 и по Проспекту Октября, 18/3. По рассказам очевидцев, в момент удара дома наклонились сначала в западном направлении, затем в восточном, еще раз в западном, после чего вернулись в первоначальное положение. В верхних этажах качались люстры, шторы. Есть еле заметные трещины на стенах и потолка. Интересно отметить и поведение домашних животных. Кошки некоторых хозяев перед колебанием домов вели себя беспокойно, рвались выйти из квартиры. Многие жители ощущали тяжесть и шум в голове.

Описываемые здания расположены неподалеку друг от друга, на западном склоне реки Сутолоки. Когда закладывали фундаменты этих домов, здесь бил маленький родничок. По рассказу старожилы, на водопроводе, расположенном выше, часто случались порывы и утечки. Вода собиралась перед домом, образуя большую лужу. Бетонного водоотвода нет. При забивке свай под фунда-

мент образовались трещины в горных породах, а они здесь подвержены карсту. При наличии воды породы легко растворяются, образуя пустоту. Особую роль сыграли, видимо, минерализация и температура водопродной воды, что обуславливает ее высокую активность, в десятки раз большую, чем у родниковой. Нам представляется, что здесь образовалась подземная карстовая полость (подобной утечкой из водопровода был обусловлен, например, карстовый провал 1965 года на территории республиканского тубдиспансера в Старой Уфе). Образование карстовой полости вызвало обрушение масс горных пород, для которого нужен был внешний толчок — «нажатие на спусковой крючок». Таким толчком было событие в Китае (северо-восточная часть КНР в 100 км от границы России), где 8 апреля 1999 года в 17 часов 10 минут по московскому времени произошло землетрясение с магнитудой 7, глубиной очага 550 км. Через 10 минут, по нашим расчетам, колебания дошли до Уфы, преодолев расстояние 5000 км. Автор также допускает здесь «работу» так называемого «эффекта цунами» в заполненных водой карстовых областях и проявления местной тектоники, вызванные тем же сейсмособытием в Китае.

В это же время аналогичный толчок отметили и в здании Уфимского института сервиса. Колебания ощущались в течение 3–5 секунд. Занятия на следующий день вынуждены были отменить. Аналогичное явление в здании этого института было зафиксировано 4 октября 1994 года в 18 часов 35 минут.

Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева, С. А. Ковачев

ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ХАРАКТЕРА СЕЙСМИЧНОСТИ В Г. УФЕ

В 1997–1998 гг. в районе улиц Рабкоров, Караидельской и Тамбовской г. Уфы (микрорайон Караидельский) наблюдались, по сообщениям местных жителей, продолжительные колебания большой интенсивности, напоминавшие землетрясения. Для изучения природы этих колебаний и попытки локализовать их источник в районе вышеперечисленных улиц были установлены 4 полевые автономные сейсмические станции (ПАСС). Полигон из 4 ПАСС имел форму трапеции. Расстояния между станциями колебались от 200 до 400 м. Эксперимент начат 12 марта 1998 г. и закончен 2 апреля 1998 г. Продолжительность записи составила 22 суток, а длина полученных магнитных записей 3,5 км.

Анализ записей ПАСС позволил выделить вибрации необычной природы, характер которых отличался от тех-

ногенных шумов, связанных с хозяйственной деятельностью микрорайона Уфы. Наиболее интенсивные техногенные помехи в районе оказались связанными с движением автотранспорта: записи автомашин и других движущихся средств отличались плавным ростом амплитуды сигнала по мере приближения движущихся объектов к точке регистрации и уменьшением — по мере удаления. Кроме того, колебания земной поверхности, связанные с автотранспортом, не совпадали по времени на разных станциях. На записях наблюдались колебания и другой природы, также не совпадающие по времени в разных точках регистрации.

Основным критерием для выделения и учета интересных нас колебаний, охвативших земную поверхность во всем исследуемом районе, было их совпадение по времени в разных точках регистрации. Как правило, эти

колебания начинались в виде отдельных коротких цугов длительностью 10–60 секунд с резкими вступлениями, которые спустя некоторое время сливались в непрерывный сигнал. Аномальные колебания появлялись за все время регистрации 24 раза и продолжались от нескольких десятков минут до нескольких часов.

Амплитуда колебаний превышала амплитуду фонового шума в 10–30 раз в зависимости от расположения точки регистрации: в точке 3 она составляла порядка 30 мкм на фоне шума порядка 1,5 мкм, в точке 4 амплитуда колебаний достигала величины порядка 15 мкм на фоне шумов со средней амплитудой 1 мкм, в точке 2 — 12 мкм

и 0,8 мкм соответственно; в точке 1 порядка 8 мкм составляла амплитуда вибраций и 0,5 мкм амплитуда шума.

Оценка места расположения источника вибраций определена по времени пробега упругих колебаний на разные станции. Всего было использовано 14 импульсов, на которых можно было более или менее уверенно выделить моменты первых вступлений импульсов вибраций. Затем, с помощью метода засечек определялись места расположения источников импульсов вибраций. На рисунке видно, что эти определения хорошо совпадают с сектором возможного расположения источника вибраций, определенного амплитудным способом.

В пределах микрорайона Караидельский по данным дешифрирования аэроснимков В. И. Мартин в 1992 г. зафиксировал распространение карстовых воронок. Экспериментальный полигон входит в площадь их развития. Очевидно карстообразование в настоящее время происходит наиболее активно на северо-востоке карстующегося участка. Эти процессы вполне могут явиться причиной аномального колебания грунта в районе улиц Рабкоров, Караидельской и Тамбовской.

В целом же природа появления на местности участков с увеличенной амплитудой колебаний обусловлена активностью имеющихся здесь тектонических разломов. Движения по ним ведут к короблению горных пород, сопровождающемуся дроблением, а в местах развития сульфатных разностей активизацией выщелачивания их грунтовыми и подземными водами с образованием карстовых полостей. Созданные таким путем тектонически ослабленные области в режиме движения подвергаются колебанию почвы, то есть микроземлетрясениям. Провоцируют их техногенные факторы, например, связанные с утечкой жидкости из водопроводов и др.

Таким образом, полученные результаты позволяют надеяться на то, что исследования с помощью ПАСС на территории таких крупных, промышленно-насыщенных городов, каким является г. Уфа, возможны и уверенно определяют источник (эпицентр) природного очага сеймотектонических возмущений.

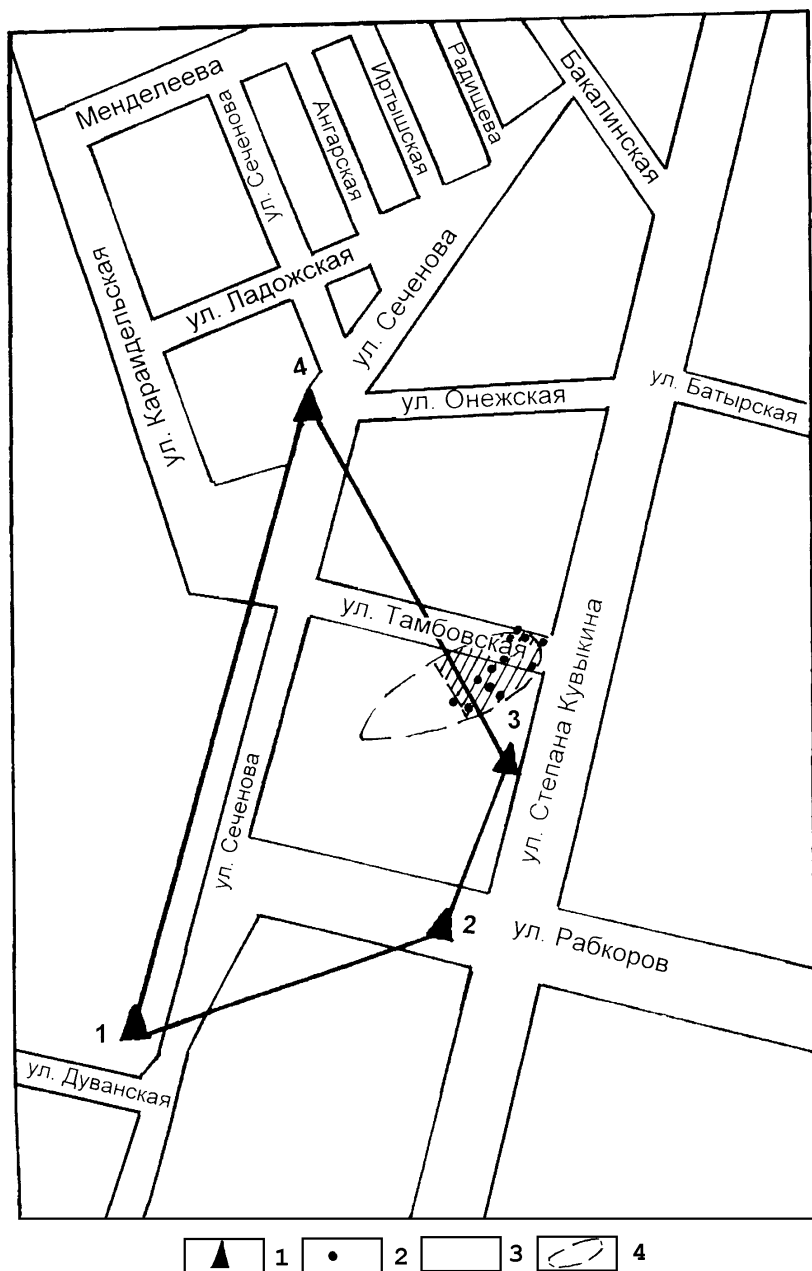


Рис. Схема сейсмополигона на территории Караидельского микрорайона г. Уфы

1 — точки постановки ПАСС и их номера; 2 — положения источников импульсов вибраций по методу засечек; 3 — наиболее достоверная область нахождения источника сеймовибраций; 4 — контур источника вибраций, определенный амплитудным методом

НЕКОТОРЫЕ ПРИЕМЫ ЧИСЛЕННОГО АНАЛИЗА АЭРОКОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ НА ЭВМ

Один из основных типов «рисунков» на аэрокосмических снимках (АС) — совокупность одномерных кривых (СК) на прямоугольнике. В зависимости от особенностей исследуемых территорий, возможны различные числовые классификационные признаки (КП), определяющие особенности классов отображаемых на АС геологических объектов.

1. Представляется целесообразной следующая процедура классификации кривых на АС с применением ЭВМ:

Определение 1. Пусть имеем прямые параллелепипеды Π и Π_1 в пространстве R , $\Pi \subset \Pi_1$ и $M \subset \Pi$, $1 < |M| < \infty$, $0 < p < 1$. Будем говорить, что концентрация точек из M на Π_1 p -неспособна, если в предположении, что точки из M распределены на Π случайным образом по равномерному закону, имеем: вероятность $P(\Pi_1, R)$ того, что не менее чем $|M \cap \Pi_1|$ точек из M попадут в Π_1 , не превышает p .

(1) Выдвигаем гипотезы о классификационных признаках K_{Pi} , $i \in 1, k, k > 0$; то есть определяем характеристики формы кривых на АС, служащие разделяющими критериями для искомого классов. (2) Выделяем отрезки на диапазонах значений K_{Pi} (ДКП _{i}), на которых группируются значения, характерные для искомого классов (p -отрезки). Обозначим совокупность p -отрезков MP : $MP = \{mp_{ij} | i \in 1, k, j \in 1, m_i\}$. (3) Выделяем параллелепипеды b_i , $i \in 1, r$, вида $mp_{1j(1)} \times \dots \times mp_{kj(k)}$, где $j(i) \in 1, m_i$, для которых выполняется: концентрация на них точек, изображающих кривые из СК, P_{gr} -неспособна, где P_{gr} — параметр задачи. Совокупность кривых из СК, изображения которых попали в b_i , назовем классом K_i , $i \in 1, r$. Проверку правомерности такого выбора реализуем по следующей процедуре D :

Для каждого класса V_i и каждого КП L находим вектор оценок для $P(V_i, L)$, см. определение 1. Оценки 2 и 5 — величины, пропорциональные вероятности реализации заданной плотности точек на произвольных диапазонах

с длинами, определяющими выделенные в (1) классы. Они основаны на соотношениях из [2] для вероятностей выпадения повышенных точечных плотностей на локальных участках. Оценки 1, 3, 4 — верхние границы для $P(V_i, L)$, использующие различные уточнения и следствия для неравенства Чебышева; неравенства для вероятностей больших уклонений; оценки длин доверительных интервалов для средних арифметических выборок заданных объемов [1]. Классы, проекции которых на какой-либо КП L оказались P_{gr} -неспособными, считаем достоверными.

2. Чтобы исследовать локальные проявления КП, разбиваем прямоугольник Π , описанный около АС, равномерной прямоугольной сетью R , длина звена которой выбирается из содержательных соображений, и применяем к каждой тройке вида $\langle V_i, K, L \rangle$ (где V_i — один из классов, L — одно из КП, выделенных на этапе (1) из п. 1) алгоритм этапа (3) — процедуру D . Обозначим полученный набор чисел $\{P(V_i \cap K, L) | V_i$ — один из выделенных классов, K — клетка сети R , L — КП} через PP . Если относительная доля чисел из PP , не меньших P_{gr} , больше $P_{gr}1$ ($P_{gr}1$ — параметр задачи), считаем, что КП L имеет локальный R -порядок на классе V_i .

3. Числовые массивы, полученные путем применения метода к пяти АС, использовались для проверки гипотезы о неслучайности кольцевых структур на АС и выделения АС для геологически однородных территорий). Результаты расчетов подтверждают тем, что они попутно выявили заведомо «неинформативные» признаки и признаки, породившие проверяемую классификацию.

Литература: 1. *Ширяев А. Н.* Вероятность. М.: Наука. 1989. 638 с. 2. *Гутман Т. Д., Бакиров Н. К.* Алгоритмы разбиения конечного множества в пространстве R^n на квазиплоские сегменты/Ин-т матем. с ВЦ УНЦ РАН. Уфа. 1999. 50 с. рус. деп. 28.04.99, № 1336–В99.

Т. Д. Гутман

АЛГОРИТМ ВЫДЕЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ НА СЕЙСМОГРАММАХ «ВРЕМЯ–ПЛОТНОСТЬ»

Определение 1. Пусть $V \subset X^2$, $\varepsilon > 0$. Тогда $\Pi(V)$ — прямоугольник, описанный около V , со сторонами, параллельными координатным осям; $R(V, \Delta x, \Delta y)$ — вписанная в $\Pi(V)$ прямоугольная сеть со звеньями Δx и Δy по горизонтали и вертикали соответственно; $O_\varepsilon(V)$ — множество точек X^2 , удаленных от V не более, чем на ε .

Обозначение 1. Пусть Π — прямоугольник, $dx, dy, d > 0$, $R0 = R(M, dx, dy)$. Тогда назовем $R0$ любую область на Π , высекаемую из Π двумя параллельными ломаными,

состоящими из звеньев сети $R0$ и пересекающими ровно по одному разу каждую вертикаль сети $R0$. Пусть A_1 — произвольная $R0$. Тогда любую область A_2 такую, что $A_1 \subset O_d(A_2)$ и $A_2 \subset O_d(A_1)$, назовем $Rh(A, d)$. z — функция, заданная на клетках сети $R0$; $Z(M)$ — среднее арифметическое значений z на клетках произвольного множества M , состоящего из клеток сети $R0$; $Z_0 = Z(\Pi)$.

Определение 2. Пусть $W \subset \Pi$ — прямоугольник, состоящий из клеток сети $R0$, $\Delta x = n_1 \times dx$, $\Delta y = n_2 \times dy$,

где n_1, n_2 — натуральные числа, $Z_0 < g < \max_{K \in J} \{z(K)\}$, J — множество клеток сети R_0 , лежащих в W . Назовем g_+ -клетками те клетки сети $R_1 = R(W, \Delta x, \Delta y)$, среднее значение z на которых больше g . Пусть $C(W, z, \Delta x, \Delta y)$ — число всех g_+ -клеток на W , $l(W, z, \Delta x, \Delta y)$ — сумма количеств компонент связности g_+ -клеток на каждой строке сети R_1 ; $c_1 > 0$; $P = P(W, \Delta x, \Delta y, g, c_1, l_1)$ — вероятность, что при случайном распределении c_1 g_+ -клеток на сети W по равномерному закону выполнится: $l(W, z, \Delta x, \Delta y) < l_1$.

Лемма. Пусть O — отрезок, разбитый на M равных частей, m из которых — черные, а остальные — белые. Предположим, что M достаточно велико, а белые клетки распределены между M позициями по равномерному закону. Обозначим через $P(M, m, n_1)$ вероятность, что число n_1 «белых» промежутков на отрезке O не больше $n > 0$. Тогда имеем: $P(M, m, n_1) < n/N$, где $N = M/(\gamma + n)$, $\gamma = (1 - m/M) \times \sum_{i=1}^{M-1} [(m/M)^i]$, $n = m/M \sum_{i=1}^{M-1} [(1 - m/M)^i]$. Утверждение леммы следует из оценки средних длин m и n «черных» и «белых» соответственно промежутков; среднего числа N белых промежутков (без учета краевого эффекта) и применения неравенства Чебышева к случайной величине $1/N$ и числу $1/n_1$.

Замечание. Подсчитав $c_1 = C(W, z, \Delta x, \Delta y)$ и $l_1 = l(W, z, \Delta x, \Delta y)$, можем оценить с помощью леммы $P(W, \Delta x, \Delta y, g, c_1, l_1)$; то есть вероятность выпадения l_1 при отсутствии для функции z на сети R_1 структурного порядка (СП) $(\Delta x, \Delta y, g)$. Назовем P критерием K достоверности СП.

Задача 1. При некотором $d > 0$ имеется набор пар вида $N = \{(A_i, B_i) | A_i \in R_0; B_i = Rh(A_i, d); Z(B_i) > Z_0\}_{i \in 1, k}$. Назовем дислокацией (Д) на произвольной $Rh(A_i, d)$ область, на которой терпят скачки функция z или ординаты ветвей границы Д. Известно, что (1) Д локализуются на линиях тектонических разрывов (ЛТР), причем ЛТР делят Π на области относительно постоянных

порядков структурности по z ; (см. определение 2 и замечание); (2) углы наклона звеньев ЛТР изменяются в определенных диапазонах в заданном порядке. Требуется выделить ЛТР.

Алгоритм А выделения СП на строке S сети R_0 . Начав с крайней слева клетки строки S , наращиваем на каждом шаге текущую подстроку Z строки S по одной клетке, выбирая из СП на Z , «неслучайных» по критерию K , СП с наибольшим Δx . Процесс наращивания подстроки Z завершаем, как только значение критерия K начнет увеличиваться. Запомнив выделенную подстроку Z , вычитаем ее из S и повторяем процесс, пока S не окажется пренебрежимо малой. Назовем выделенные подстроки p -строками.

Алгоритм В корреляции p -подстрок соседних строк сети R_0 C_1 и C_2 . Перебираем пары соседних p -подстрок строк C_1 и C_2 слева направо, занося пары «с общим СП» в список $S(C_1)$. Обозначим процесс применения алгоритма A к j -ой снизу строке сети R_0 через $A(j)$; процесс применения алгоритма B к j -ой и $(j-1)$ -ой снизу строкам сети R_0 через $B(j)$.

Алгоритм С выделения СП на сети R_0 . Основание итерации. $A(1)$; $j = 2$. Шаг итерации (ШИ). $A(j)$; $B(j)$; по результатам $B(j)$ наращиваем списки p -подстрок с общим СП, составляющих односвязные области; $j = j + 1$. Если j -я снизу строка R_0 — ее верхняя строка, завершим C ; иначе переходим на начало ШИ.

Алгоритм выделения ЛТР. Выполняем алгоритм C применительно к сети R_0 и функции z . Находим множество M граничных клеток выделенных СП. Так как искомые ЛТР лежат на границах СП, ищем их на объединении клеток из M , отслеживая по клеткам из M методом ветвей и границ с учетом ограничений на форму ЛТР и постоянства СП между соседними ЛТР.

Т. Д. Гутман

К ПРОБЛЕМЕ КЛАССИФИКАЦИИ В ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ ПРОСТРАНСТВАХ ПО КРИТЕРИЮ БЛИЗОСТИ КЛАССОВ ПЛОСКОСТЯМ ЗАДАННОЙ РАЗМЕРНОСТИ

Определение 1. Пусть $M \subset R^n$, $|M| < \infty$, $T \in M$. Тогда $go(T, M)$ — наибольшее значение для радиуса l шара $O(l, T)$ с центром в T , при котором шар $O(l, T)$ не содержит точек из $M \setminus T$.

Определение 2. Пусть $M \subset R^n$, $|M| < \infty$, $e > 0$. Обозначим через $sk(M, e)$ набор точек из M , полученный по итеративному алгоритму A : на каждом шаге A из M вычитается точка S , для которой $go(S, M)$ минимально. A завершается, как только $go(S, M) < e$.

Обозначение 1. Пусть $M \subset R^n$, $|M| < \infty$. $T \in M$. Тогда $L = L(T, n, |M|)$ — набор прямых, составляющий равномерную достаточно плотную (в данном рассмотрении) сеть на множестве осей, пересекающих начало координат. Пусть $l \in L$. Тогда $d(T, M, l)$ — среднее арифметическое для модулей разности проекций точки T и точек из

$M \setminus T$ на ось l ; $J(T, M)$ — значение $l \in L$, для которого $d(T, M, l)$ минимально:

$$d(T, M, J(T, M)) = \min_{l \in L(T, n, |M|)} d(T, M, l).$$

$n(T, M)$ — среднее арифметическое для модулей разности проекций T и всевозможных точек из $M \setminus T$ на оси из $L(T, n, |M|)$.

$$Disp(T, M) = \sum_{l \in L(T, n, |M|, n)} \frac{|n(T, M) - d(T, M, l)|}{L(T, n, |M|)}.$$

Теорема 1. Пусть M локализовано около некоторой гиперплоскости R размерности $k < n$, $z = \sin(360(n-1)/L)$, $D = D(T, M, J(T, M)) - n(T, M) / n(T, M) - [(2/p - \sin(z)) / (2/p)]$. Тогда

вероятность P , что $D > \epsilon/2$, не превышает $(1-b)$, где $b = A/2\epsilon$, $A = (2/p - \sin(z))/[(2n/p - \sin(z))/n]$, $(2/p - \sin(z))/(2/p)$.

Теорема 2. Пусть $M \subset R^n$, $|M| < \infty$, $T \in R^n$, и точки из M случайным образом по равномерному закону распределены на описанном около M шаре пространства R^n . Тогда имеем для любого $\epsilon > 0$: $\{P[d(T, M, J(T, M)) - n(T, M)] > \epsilon/2\} < \text{Disp}(T, M)/(|M|\epsilon)$, где $P\{A\}$ — вероятность события A .

Пусть $M \subset R^n$, $|M| < \infty$, SCM , $|S| > k$, $k > 1$, S приближается некоторой гиперплоскостью размерности k . В общем случае, качественная определенность точечного множества S , выделяющая точки S из M , может проявляться: (1) в гиперплоскостной в случае $k = n-1$ или осевой при $k = 2$ анизотропии точечной плотности множества M ; (2) в возможном различии точечных плотностей «в себе» для M и S . Очевидно, что подлежащая обнаружению анизотропия точечной плотности должна проявиться с максимальной «яркостью» при сравнении статистик, характеризующих точечную плотность проекций множества $sk(ro(S))$ на оси из некоторого набора прямых, составляющего рав-

номерную достаточно плотную сеть на $L(T, n, |M|)$. Делаем вывод: S можно выделить из M путем направленного перебора точек, если выполняется хотя бы одно из условий: (1) S представимо в виде объединения конечного набора кластеров, g -плотных в себе, где $g < ro(T, M)/2$; (2) $ro(T, M)/ro(T, S) > 2$; (3) $|M|$ и $|S|/|M|$ достаточно велики. Отсюда и из теорем 1 и 2 следует, что начальное приближение S нужно искать на множествах точек, попарные расстояния между которыми различаются не более чем в g раз, где $0 < g < 1$ — уровень значимости принимаемого решения. Поэтому выделяем начальное приближение S_0 для S (путем последовательных попыток) из $sk(M, D)$, $sk(M, D/2)$, ..., $sk(M, D/2)$, где D — диаметр M , до первого «успеха» (пусть при $l=10$). Для получения окончательного значения S применяем итеративную процедуру, на каждом шаге которой добавляем к S_0 точки из $sk(V, D/2)$, $l = 10+1, 10+2, \dots$, пока набор добавляемых точек не пуст. Метод тестирован и реализован на ЭВМ для выделения линейных сегментов при $n = 2$.

**Ф. И. Хатьянов, В. В. Куряева, В. А. Тихонова, Н. В. Абт,
М. Ю. Алпарова, Л. Б. Петрыкина, А. Ф. Яковлева, З. С. Петухова**

СЕЙСМОПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ БИОГЕРМНЫХ И НАДБИОГЕРМНЫХ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

При непосредственном участии авторов в процессе тематических обобщений, выполненных в последние пять лет, составлена и уточнена новая сводная карта масштаба 1 : 200 000, отображающая результаты геофизических работ, поисково-разведочного бурения и геологических исследований, на фактографической основе структурных сейсмических построений МОГТ по отражающему горизонту «У» для платформенного Башкортостана, горизонтам «С₂» и «С₂(Б)» в южной части Предуральского краевого прогиба и горизонту «В» в Юрюзанно-Сылвенской депрессии [1, 3, 6, 8].

Получили отображение элементы сейсмопалеогеоморфологического районирования среднефранконинжневизейского формационного и секвенстратиграфического комплекса, выделяемого на временных разрезах МОГТ между отражающими горизонтами «Д₁» и «У» с учетом информации по промежуточным «клиноформным» отражениям. Для формационных подразделений и локальных биогермных и надбиогермных структур ловушек этого комплекса характерна закономерная взаимосвязь с основными поясами карбонатного осадконакопления Камско-Кинельской системы относительно глубоководных (до 400 м) внутриконтинентальных некомпенсированных прогибов (депрессий) — ККСП и сопряженных с ними Южно-Татарского и Башкирского палеошельфов [2, 3, 7, 8]. На палеогеологическом

профиле и эвстатической кривой изменения уровня палеоморя на территории Башкортостана этому комплексу отвечают два трансгрессивно-регрессивных (Т–Р) цикла третьего порядка, которые могут быть выделены в качестве секвенции [12, 9].

Уточнено пространственное положение бортовых, прибортовых (клиноформных) и осевых зон Актаныш-Чишминской и Уфимско-Инзерской депрессий и сопряженных с ними палеошельфов и определены нефтеперспективные зоны развития локальных биогермных и надбиогермных ловушек углеводородов, контролируемые палеогеоморфологическими и палеотектоническими (геодинамическими) закономерностями.

Несмотря на сравнительно высокую разведанность на территории республики Башкортостан начальных потенциальных ресурсов углеводородов терригенной формации нижнего карбона (косьвинский, радаевский и бобриковский горизонты) и наименьшую карбонатного верхнефранско-турнейского формационного комплекса, открываются определенные перспективы дифференцированного подхода и обоснованного комплексирования дальнейших геофизических работ и поисково-разведочного бурения. Следует отметить исключительно малоразмерный характер установленных и прогнозируемых ловушек и залежей нефти на современной стадии комплексирования сейсморазведочных работ МОГТ 2Д, структурно-поис-

кового и глубокого бурения, а в последнее время НВСП и МОГТ 3Д, что требует непрерывного совершенствования методики их поисков, разведки и освоения, разработанной совместными усилиями АНК Башнефть, ОАО Башнефтегеофизика и БашНИПИнефть [1, 3, 6, 8]. В то же время из мирового опыта известно, что в мелких и мельчайших месторождениях и залежах содержится существенная доля ресурсов и запасов углеводородов [5].

Наиболее существенным является открытие в 1995 году Илишевского нефтяного месторождения, расположенного в северо-западной осевой части Актаныш-Чишминской депрессии, разведка и освоение которого продолжается. Это месторождение связано с новыми сложнопостроенными ловушками и основными залежами нефти в песчаных пластах бобриковского и радаевского горизонтов, в том числе прислоненных к крутым склонам Кадыровского и Кызыл-Кючевских рифовых массивов, а также мелкими залежами в карбонатах заволжского и косвинского горизонтов [10].

На основе анализа сейсмогеологической модели строения, с участием авторов рекомендовано проведение детализационных работ МОГТ 3Д на стадии разведки и разработки Илишевского месторождения, что имеет большое значение для совершенствования методики освоения новых сложнопостроенных структурно-литологических палеогеоморфологических залежей нефти [9].

На обобщающей карте выделена Ибраевско-Восточно-Алайгировская нефтеперспективная зона (площадь), расположенная в расширенной осевой части Уфимско-Инзерской депрессии ККСП. В ее пределах прогнозируется развитие рифовых массивов, связанных, вероятно, с горстовидными структурами с залежами нефти в карбонатах верхнего девона и в песчаном пласте D_v [10].

В пределах Южно-Татарского верхнедевонского палеошельфа в 1999 г. АНК Башнефть открыто Юбилейное месторождение на Южно-Зириклинской подготовленной сейсмической структуре, связанное с малоразмерной надбиогермной ловушкой (нефтеносны песчаники бобриковского горизонта). С участием авторов на основе анализа архивных материалов сейсморазведки здесь составлен паспорт Нижне-Зайтовской подготовленной структуры и рекомендуется проведение детальных работ МОГТ 2Д на современном технико-методическом уровне с целью более надежного выделения новых биогермных ловушек и повышения эффективности. С учетом палеотектонических закономерностей на обобщающей карте масштаба 1 : 200 000 получили отображение нефтеперспективные зоны и локальные биогермные и надбиогермные ловушки, контролируемые: а) девонскими грабенообразными прогибами (Янгурчинско-Смородиновская зона, в пределах которой в 1999 г. получен прирост запасов нефти на Южно-Смородиновской биогермной структуре); б) полосами горстовидных структур в терригенном девоне (Альшеевско-Абдрашитовская зона, в пределах которой в 1999 г. АНК Башнефть открыто многопластовое Альшеевское месторождение, на Южно-Абдрашитовской подготовленной сейсмической структуре, а ОАО Башнефтегеофизика с участием авторов обоснован паспорт Ново-Абдрашитовского подготовленного объекта);

в) погребенными тектоническими валами (Гремячинская и Давлекановская нефтеносные зоны).

В пределах Башкирского верхнедевонского палеошельфа выполнено прогнозирование и обоснована рекомендация на проведение: а) детализационных работ МОГТ 3Д на стадии совмещения разведки нефтеносных зон, локальных структур уплотнения и надбиогермных ловушек в пределах рукавообразных полос развития пласта C_{II-III} тульского горизонта, в первую очередь на Кармановском месторождении, открытом АНК Башнефть в 1999 г. на подготовленных Северо-Бурковской (комплексом структурного бурения и МОГТ) и Верхне-Баймуратовской (МОГТ) структурах [11]; б) детальных работ МОГТ 2Д, поискового бурения и НВСП в пределах Татышлинско-Казанчинской полосы развития биогермных ловушек краевой части палеошельфа, сопряженной с Шальымской некомпенсированной депрессией (с учетом анализа архивных материалов МОГТ и бурения авторами рекомендован к бурению и паспортизован ряд ловушек, из которых на Северо-Беляшкинской и Западно-Белкинской структурах установлены мелкие залежи нефти).

Учитывая недостаточную эффективность сейсмических исследований МОГТ и в целом поисково-разведочных работ, необходимо дальнейшее непрерывное совершенствование технико-методического уровня на всех этапах их ведения, учитывая малоразмерный сложнопостроенный характер локальных ловушек углеводородов [1, 4, 8, 11].

Обоснован новый подход к изучению и прогнозированию залежей нефти в нижнепермско-верхнекаменноугольном карбонатном комплексе Предуральяского прогиба, включая Юрюзано-Сылвенскую депрессию.

С целью выработки методики доопределения залежей нефти на современном этапе по инициативе АНК Башнефть (И. А. Исхаков и др.) начаты опытно-производственные работы МОГТ 3Д на Шамовском нижнепермском нефтеносном рифовом массиве.

В качестве конкретных результатов применения сейсмпалеогеоморфологического и секвенстратиграфического подхода к интерпретации данных сейсморазведки, бурения и других геофизических методов получены новые данные, обосновывающие прогнозирование полосы локальных рифов верхнекаменноугольного возраста, приуроченных к барьерному рифу, сопряженному с кромкой верхнекаменноугольного палеошельфа Юрюзано-Сылвенской депрессии [9]. При этом пространственное положение верхнекаменноугольного барьерного рифа намечено на всем протяжении 140 км Юрюзано-Айской впадины. Это одно из основных направлений дальнейших сейсмических работ и поисково-разведочного бурения. Выделена Восточно-Ногушинско-Яныбаевская газонефтеперспективная зона и в ее пределах Искушский объект доразведки газовой залежи в отложениях верхнего карбона, установленный ранее скважиной 39 Яныбаевская, пробуренной по сейсмическим данным. Кроме того, выделен Южно-Яныбаевский газонефтеперспективный участок и рекомендовано ранее подготовленную МОГТ Южно-Яныбаевскую структуру по отражающим горизонтам «С3» и «В», выведенную без бурения, возратить в фонд подготовленных объектов ОАО Башнефтегеофи-

зика и АНК Башнефть. Газонефтеперспективными являются также верхнекаменноугольные шельфовые биогермы, контролируемые постседиментационными грабенообразными прогибами и локальными горстовидными структурами, установленными по отражающим горизонтам «В», «У» и «Д», в частности, газоносная Яныбаевская сейсмическая структура (скважина 44).

К потенциально перспективным объектам следует отнести локальные артинские седиментационные структуры восточной окраины Русской плиты, обусловленные органогенными постройками типа пологих шельфовых биогермов, с которыми связаны надбиогермные ловушки и залежи углеводородов вдоль северного борта Прикаспийского малого палеоокеанического бассейна [7].

Литература: 1. *Барыкин И. В., Лозин Е. В., Масгутов Р. Х. и др.* Особенности геологического строения и нефтегазоносности Юрюзано-Сылвенской депрессии: Мат-лы / II Республиканская геологич. конф. Уфа, 1997. С. 199–200. 2. *Белялова А. С.* О корреляции разнофациальных турнейско-ранневизейских отложений в пределах северо-восточной прибортовой зоны Актаныш-Чишминского палеопрогиба // Проблемы освоения нефтяных месторождений Башкортостана: Тез. докл. / Научно-практич. конф. Уфа: БашНИПИнефть, 1999. С. 16–17. 3. *Вульфович Ю. Г., Пиденко А. В.* Критерии перспективности сейсморазведочных объектов в пределах Южно-Татарского и Башкирского палеошельфов: Мат-лы / II Республиканская геологич. конф. Уфа, 1997. С. 211–212. 4. *Козлов Е., Боуска Дж., Медведев Д., Роденко А.* Лучшие сеймики 3Д — только сейсмика 3Д, хорошо спланированная // Геофизик. 1998. № 6. С. 3–15. 7. *Лозин Е. В.* Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана (в 2 частях) М.: ВНИИОЭНГ, 1994. 137 с.

5. *Наливкин В. Д., Белонин М. Д., Сахибгареев Р. С. и др.* Прогноз нефтегазоносности локальных ловушек // Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек М: Наука, 1987. С. 15–20. 6. *Пиденко А. В.* Результаты поисков нефти на структурах, подготовленных сейсморазведкой МОГТ и структурным бурением в Верхне-Камской впадине // Труды / БашНИПИнефть, Уфа. 1997. Вып. 93. С. 171–180. 7. *Хатьянов Ф. И.* Сейсмопалеогеоморфология при поисках и разведке углеводородов // Нефтегазовая геология и геофизика по информационному обеспечению общесоюзных научно-технических программ. М.: ВНИИОЭНГ, 1987. Вып. 13(120). 69 с. 8. *Хатьянов Ф. И., Еникеев Р. Х., Юнусов Н. К., Булгаков Р. Б.* Современные сейсмические исследования при изучении геологии и поисках нефтяных месторождений в Камско-Кинельской системе прогибов на территории Башкирии // Геология и освоение ресурсов нефти в Камско-Кинельской системе прогибов. М.: Наука, 1991. С. 37–44. 9. *Хатьянов Ф. И., Тихонова В. А., Куряева В. В.* Сейсмогеологическое и секвенстратиграфическое прогнозирование: Сборник тезисов / Международная геофизическая конференция и выставка (TFGO/EAGE/SEG). Москва: Совинцентр, 1997. К. Z. 9. 10. *Юнусов М. А., Чижова В. А., Архипова В. В. и др.* Биостратиграфия рифовых массивов платформенного Башкортостана // Труды / БашНИПИнефть. Уфа, 1997. Вып. 93. С. 78–92. 11. *Яковлева А. Ф.* Прогноз нефтеносности ловушек нефти в рукавообразных песчаных телах на примерах северо-западной Башкирии // Научно-технический сборник МГП «Геоинформмарк», М., 1992. Вып. 9–10. С. 13–18. 12. *Yunusov M. A., Masagutov R. Kh., Arkhipova V. V., Yunusova G. M.* Devonian sea-level changes in she platform region of Bashkortostan // CFS 199 Courier Forshungs institut Senckenberg Frankfurt. M., 1997. P. 65–73.