

Б. Н. Клабуков

ВЛИЯНИЕ ВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА СТРУКТУРУ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ПРИ КАРТИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОД

Введение

Совместное рассмотрение материалов геофизических съемок на месторождениях шунгитоносных пород (ШП) указывает на существование значительных вариаций геофизических данных от участка к участку. Вариации могут быть связаны с двумя основными причинами: первая – это корреляция аномальных геофизических данных с величиной концентрации шунгитового вещества в различных залежах. Эта часть вариаций геофизических данных является основой картирования залежей шунгитоносных пород геофизическими методами. Вторая – влияние вмещающей среды, сложенной четвертичными отложениями, а также докембрийским осадочно-вулканогенным комплексом пород, на интенсивность некоторых геофизических полей, фиксируемых над шунгитовыми месторождениями. Покровные отложения приводят к затуханию поля. Величина этого затухания зависит как от их мощности, так и от их петрофизической характеристики. Четвертичные отложения (как правило, глинистые и песчано-обломочные) обладают низкой плотностью, пониженными скоростями распространения упругих волн, изменчивой и невысокой намагниченностью, широким спектром удельных электрических сопротивлений. Покровные (коренные) осадочные отложения, особенно глинистые и песчано-обломочные, характеризуются теми же физическими свойствами, что и четвертичные. У скальных осадочных пород выше плотность и электрическое сопротивление. Вулканогенные породы отличаются повышенным сопротивлением и намагниченностью. Представляет практический интерес оценка величины этих вариаций и возможность их разделения на полезную компоненту и помехи. С этой целью приводятся осредненные геофизические параметры и их трансформанты для ряда наиболее изученных, но имеющих разное геологическое строение залежей ШП. Необходимо отметить, что при анализе геофизических данных не учитывались многие детали геологического строения участков, так как полагалось, что максимум вариаций геофизических параметров связан не с ними, а с наличием или отсутствием покровной толщи.

Экспериментальные данные и их вариации

Принципиальное существование колебаний аномальных геофизических данных, связанных с влиянием осадочного чехла, может быть установлено путем сравнения осредненных геофизических параметров различных залежей, на которых проведены геофизические исследования. Эти сведения могут быть получены из работы (Клабуков, 2002), где сравнивались геофизические параметры как обнаженных, так и полностью закрытых залежей. Результаты осреднения этих геофизических данных двух групп залежей приводятся в табл. 1.

Электрическое поле. Средние значения ρ_k над открытыми залежами лежат в пределах (4÷67) Ом · м, а для закрытых четвертичными отложениями эта величина достигает 76 Ом · м. Над такими залежами, как Тетюгино и Мироновская, ρ_k составляет (200÷350) Ом · м, что почти на порядок превышает средний уровень этого геофизического параметра.

Геофизические параметры представлены также в относительных единицах, что позволяет сравнивать интенсивность различных геофизических методов, данные которых измеряются в разных величинах (в нашем случае: в мВ, нТл и Ом · м). Для корректного сравнения геофизических параметров они нормализуются. Комплексный коэффициент (А%) отражает обе части вариаций геофизических параметров, связанных как с шунгитоносностью, так и с затуханием полей.

Таблица 1
Осредненные геофизические характеристики
шунгитовых залежей Толвуйской синклинали, %

Участок	Геологическая характеристика	АДУ	АДТ	А ρ_k	А
Лебещина	Обнажен.	57	46	100	26
Максово	Обнажен.	56	92	100	51
Подсосонье	Обнажен.	56	89	88	44
Мироновский	Закрытая	40	54	20	4
Толвуйский бор	Закрытая	38	74	94	26
Калей	Закрытая	37	100	84	31
Карнаволок	Обнажен.	35	86	100	30
Красная горка	Закрытая	31	19	100	6
Домашний	Закрытая	29	72	86	18
Тетюгино	Закрытая	26	70	38	7

Параметры ΔT и ρ_k определялись в пределах аномальных зон естественного электрического поля. Последовательность расположения названия залежей в табл. 1 соответствует убыванию параметра ΔU .

Можно заметить, что для ρ_k и ΔU хорошо проявляется зависимость интенсивности от того, обнажена залежь или закрыта. Менее очевидна такая связь с параметром ΔT (табл. 2).

Достаточно надежно просматривается затухание всех полей при появлении над залежами четвертичного чехла. Наибольшие затухания характерны для поля ρ_k , что подтверждается резким (до нескольких порядков) изменением кажущегося электрического сопротивления шунгитов и максовитов, а также перекрывающих четвертичных отложений.

Таблица 2
Затухание геофизических полей, %

Геофизический параметр	Залежь		Затухание геофизических полей
	Обнажен.	Закрытая	
ΔU	51	34	17
ΔT	78	65	13
ρ_k	97	67	30

Магнитная характеристика залежей шунгитовых пород. Магнитное поле затухает слабее, чем остальные поля. Видимо, приращение ΔT связано больше с подстилающими породами, чем с покровом. Сам эффект затухания магнитного поля можно объяснить тем, что слой диамагнитных ШП хотя и не создает дополнительной намагниченности, зато удаляет источник магнитного поля от дневной поверхности на величину мощности этого слоя. Мощность же покрова рыхлых отложений, а тем более скальных имеет ненулевую намагниченность. Эта конечная величина намагниченности и является той добавкой, которая увеличивает интенсивность поля при наличии слоя покровных пород. На большинстве закрытых залежей ШП аномальное магнитное поле находится в положительной связи с ЕП (рис. 1, табл. 1). Это хорошо видно при сравнении средних значений ΔT в аномальных и фоновых зонах ΔU . Средние значения ΔT в аномальных зонах сдвинуты в сторону отрицательного поля по сравнению со средними значениями ΔT в фоновых зонах. Это подтверждает возможность использования магнитного поля для картирования высокоуглеродистых пород в большинстве случаев, когда затухание поля от покрывающего слоя невелико. Соотношение интенсивности магнитного поля (ΔT) аномальных и фоновых участков меняется в зависимости от содержания ШВ в самой залежи и во вмещающей среде. Существуют и другие причины, которые нарушают данные соотношения. В качестве одной из них рассматривается влияние габбро-долеритов на распределение поля ΔT залежи. Присутствие последних на контакте с ШП резко увеличивает интегральное магнитное поле и тем самым компенсирует диамагнитные свойства ШВ, картировочные возможности магнитного метода при этом, естественно, уменьшаются. В качестве другой причины следует рассмотреть совместное влияние таких процессов, как тектоника и метасоматоз, являющихся источниками появления ферромагнитных минералов, что в свою очередь приводит к

увеличению намагниченности ШП, слагающих залежи. Влияние на интенсивность поля ΔT в зонах развития залежей ШП может быть связано также с перекрывающим чехлом и затуханием в нем магнитного поля. В количественной форме реальные соотношения поля ΔT залежей и вмещающей их среды можно наблюдать по результатам осредненных параметров поля ΔT над участками развития известных залежей и вмещающих их пород. Следует отметить, что залежи ШП изучены крайне неоднородно, что значительно осложняет проведение сравнительного анализа. Выход, на наш взгляд, лежит в использовании ограниченного количества геофизического материала, но имеющегося для всех залежей ШП. В качестве таких материалов разумно использовать данные по естественному электрическому полю (ЕП, ΔU) и интенсивность ΔT в аномальных и фоновых зонах ΔU . Осредненные значения нормального (ΔT_f) и аномального (ΔT_a) полей и их разница ($\Delta T_a - \Delta T_f$) приведены в табл. 3. Величина $\Delta T_a - \Delta T_f$ имеет знак минус, подтверждая существование диамагнитного источника почти для всех исследуемых участков. Только для участка Мироновский разница $\Delta T_a - \Delta T_f$ имеет положительное значение. Разность $\Delta T_a - \Delta T_f$ участков меняется от единиц (-5 для Тетюгино) до нескольких десятков (-60 для Загогино) нТл, предполагая возможное существование отрицательной корреляции между ΔU и ΔT . Например, корреляция средних значений интенсивности аномалий ΔU и ΔT на участке Домашний высокая ($r_{UT} = 0,86$), что свидетельствует об отсутствии влияния габбро-долеритов, тогда как на участке Лебещина $r_{UT} = 0,02$. Влияние сильное. Отсутствие такой корреляции, в связи с изложенным, однозначно указывает на существование других причин изменения интенсивности поля ΔT , кроме диамагнитности ШВ.

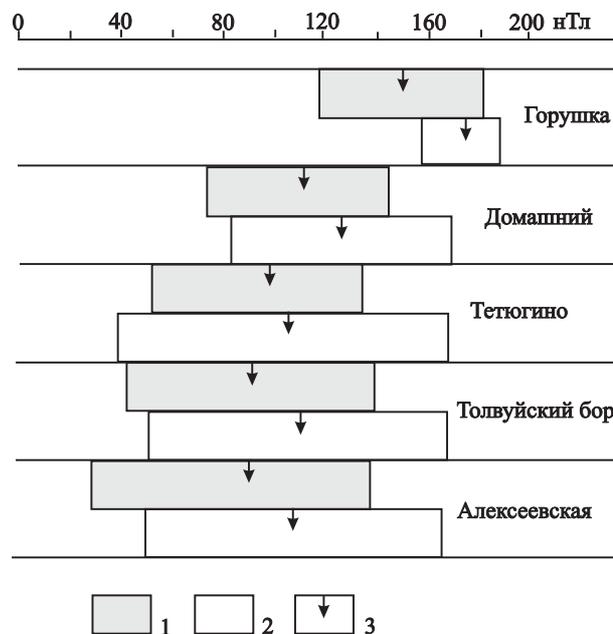


Рис. 1. Распределение поля ΔT в 65% доверительных интервалах в аномальных (1) и фоновых (2) зонах ΔU . 3 – средняя величина интенсивности поля ΔT

Таблица 3
Аномальный магнитный эффект
на участках развития максонитов

Участок	ΔT_a	ΔT_{ϕ}	$\Delta T_a - \Delta T_{\phi}$
Мироновский вост.	171	66	105
Мироновский зап.	164	162	2
Малое Царево	123	126	-3
Тетюгино	100	105	-5
Калей	-108	-102	-6
Подсосонье	13	20	-7
Домашний	120	130	-10
Максово	-31	-18	-13
Шуньга	-46	-39	-16
Лебещина сев.	180	200	-20
Алексеевский	90	110	-20
Толвуйский бор	90	110	-20
Горущка	150	180	-30
Лебещина южн.	297	350	-53
Зажигоно	200	260	-60

При наличии в покровной среде габбро-долеритов положительные корреляционные связи ЕП с полем ΔT нарушаются. Пример такого нарушения связи показан ниже, при сравнении аномальных зон участка Мироновский (рис. 2). Более интенсивное положительное поле восточной зоны в сравнении с западной, с одной стороны, хорошо объясняется присутствием габбро-долеритов, а с другой – противоречит увеличению ΔU .

Изучая физические поля в области развития залежей ШП, мы фактически получаем физико-математические характеристики вмещающей среды и продуктивной толщи. К ним могут быть отнесены традиционные характеристики, например уровни физических полей и локальных аномалий, и редко используемые, такие, как изменения полей по вертикали – DF/DZ и горизонтали – DF/DX , а также статистические параметры. На участке Домашний (рис. 3) приведены

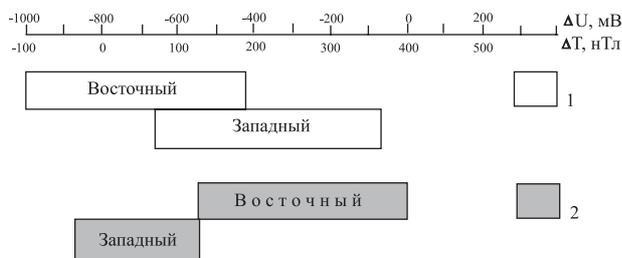


Рис. 2. Распределение ΔU и ΔT в 65% доверительных интервалах в западной и восточной аномальных зонах участка Мироновский:

1 – ΔU , 2 – ΔT

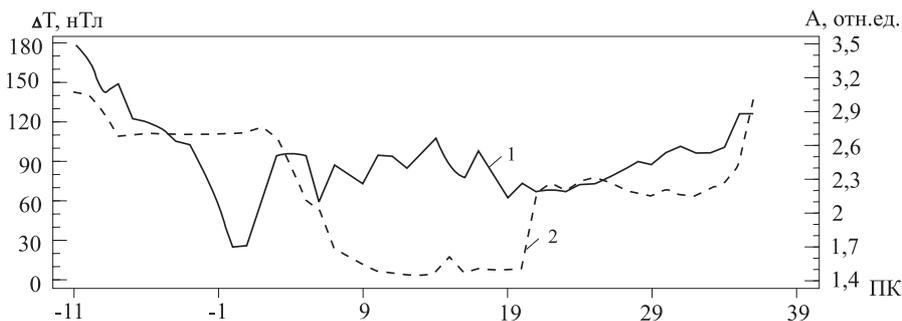


Рис. 3. Графики магнитного поля ΔT (1) и его трансформанты (2) на участке геофизических работ Домашний

графики магнитного поля ΔT и рассчитанной по нему суммы физико-математических параметров.

Сравнение графиков свидетельствует о значительно большей чувствительности трансформанты к неоднородностям геологической среды, чем самого поля. Этот факт свидетельствует о возможности получения более полной информации о разрезе.

Если наряду с интенсивностью проявления картировочного признака в рядовой точке сети наблюдений использовать в целях картирования характеристики его изменчивости вокруг этой точки или в пункте наблюдений, образованных множеством таких точек, то классификацию территории по геофизической контрастности можно наполнить более конкретным (информационным) содержанием. Для этой цели можно использовать в качестве комплексного параметра сумму или произведение статистических параметров, предварительно преобразованных в относительные единицы. Технология получения такой информации может быть реализована с помощью программных средств, адаптированных к среде «Паскаль».

В качестве примера приводим данные, полученные для участка Толвуйский бор. Магнитное поле участка (рис. 4, а) слабо дифференцировано, корреляция его с данными ΔU слабая. Нами по данным поля ΔT рассчитан комплексный статистический параметр, представляющий собой сумму среднего, среднеквадратичного разброса, асимметрии и эксцесса (рис. 4, б). Радиус окна для расчета статистических параметров составляет 14 дискретных значений, закрепленных в узле сетки. Можно видеть более дифференцируемую картину распределения нового параметра, интенсивность и изменчивость которого значительно выше, в области аномалий ΔU . Это означает, что магнитное поле несет более полную информацию о присутствии высокоуглеродистых шунгитоносных пород, чем мы ее получаем, но чувствительность метода мала и часть информации теряется. Привлечение к интерпретации статистических данных эту чувствительность увеличивает.

Количественные результаты увеличения чувствительности параметра St в сравнении с ΔT представлены в табл. 4 и на рис. 5. Выводы, следующие из анализа статистических данных, позволяют утверждать: параметр St лучше коррелирует с аномальным полем ΔU , чем параметр ΔT , при высокой интенсивности магнитного поля. При магнитных полях слабой интенсивности эффективность параметра St резко падает.

Таким образом, реализован способ увеличения эффективности магниторазведки при картировании высокоуглеродистых шунгитоносных пород.

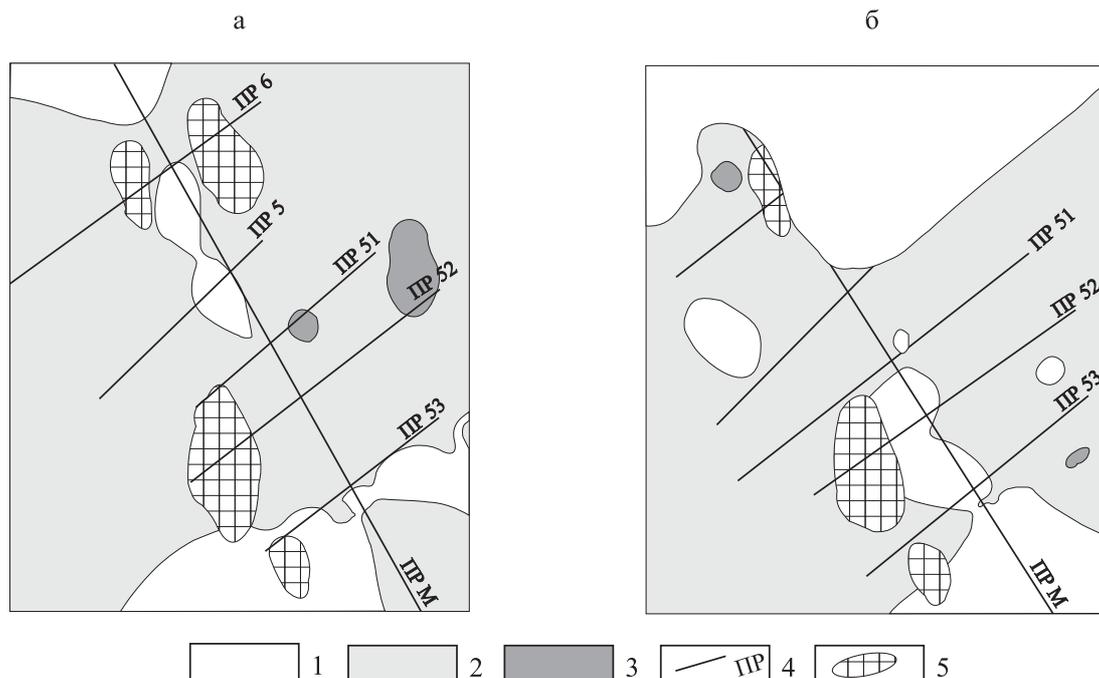


Рис. 4. Использование статистики в картировании магнетитов на участке Толвуйский бор:

а – магнитное поле, нТл: 1 – (10±100), 2 – (100±200), 3 – >200; б – распределение суммы статистических параметров, от. ед.: 1 – (1±2), 2 – (2±3), 3 – >3; 4 – геофизические профили; 5 – аномалии ΔU

Эффект затухания естественного электрического поля, связанный с четвертичным покровом, может объясняться по-разному в зависимости от природы этого поля. Если принять в качестве природы ЕП на месторождениях ШП гипотезу инертного проводника, то в этом случае ЕП будет зависеть, кроме прочих условий, также от продольной проводимости (S) покрова рыхлых отложений. Чем ниже S, тем меньше величина потенциала. Так как $S = H/\rho$, где H – мощность, а ρ – удельное электрическое сопротивление осадков, то в конечном итоге затухание естественного потенциала будет зависеть от мощности осадков при их неизменном ρ или наоборот. Сопротивление осадков, как правило, больше, чем самой залежи.

В составе рыхлых отложений обычно много слабо проводящих компонентов (песок, галька и др.), которые понижают величину S. Кроме того, даже наличие шунгитового материала в разрезе четвертичного чехла не обеспечивает сравнимой с коренными ШП

проводимости из-за отсутствия сквозных проводящих каналов, так как проводящие элементы разделены непроводящими.

Влияние покровной среды на величину геофизической характеристики залежи можно исследовать также на примере двух разных по интенсивности аномальных зон участка Мироновский (табл. 5, рис. 2). Среднее значение ΔU восточной аномальной зоны почти в два раза превышает аналогичный параметр западной зоны. Что касается средних значений поля ΔT , то они для рассматриваемых зон находятся в обратных соотношениях в сравнении со средними значениями ЕП. Повышенное, почти на порядок, среднее значение поля ΔT на восточном участке легко может быть объяснено наличием в разрезе закартированных здесь покровов габбро-долеритов. Однако увеличение интенсивности поля ΔU , совпадающее с присутствием покрывающего слоя основных пород, видимо, находится в сложной зависимости от причин, пока не

Таблица 4

Статистические параметры естественных электрического и магнитного полей

Корреляция, r				Участок	Stat поля	N	min	max	$\bar{\chi}$	ϵ	A	E
Участок	Аномалия	$\Delta U_c \Delta T$	$\Delta U_c St$									
Участок Мироновский	Аномалия	$\Delta U_c \Delta T$	0,13	Мироновский	$\Delta U_{ан}$	152	-1160	-601	-858	157	-0,07	-1,12
		$\Delta U_c St$	0,37		$\Delta T_{ан}$	150	-4	696	207	147	0,71	0,57
		$\Delta T_c St$	0,16		$\Delta T_{ан} St$	109	1,65	3,09	2,3	0,70	0,88	-0,20
	Фон	$\Delta U_c \Delta T$	-0,01		$\Delta U_{ф}$	388	-576	37	-198	162	-0,53	-0,81
		$\Delta U_c St$	-0,14		$\Delta T_{ф}$	388	-78	476	156	112	0,35	-0,29
		$\Delta T_c St$	0,16		$\Delta T_{ф} St$	388	0,26	3,42	2,12	0,58	-0,09	0,01
Участок Толвуйский бор	Аномалия	$\Delta U_c \Delta T$	-0,30	Толвуйский бор	$\Delta U_{ан}$	37	-1071	-609	-755	129	-0,81	-0,53
		$\Delta U_c St$	0,01		$\Delta T_{ан}$	37	45	180	121	46	-0,53	-1,38
		$\Delta T_c St$	-0,20		$\Delta T_{ан} St$	22	1,59	2,70	1,87	0,22	2,75	10,08
	Фон	$\Delta U_c \Delta T$	0,57		$\Delta U_{ф}$	127	-558	18	-127	172	-1,02	0,42
		$\Delta U_c St$	-0,06		$\Delta T_{ф}$	127	19	226	118	51	0,17	-1,03
		$\Delta T_c St$	-0,20		$\Delta T_{ф} St$	127	0,10	2,94	1,84	0,60	0,66	0,24

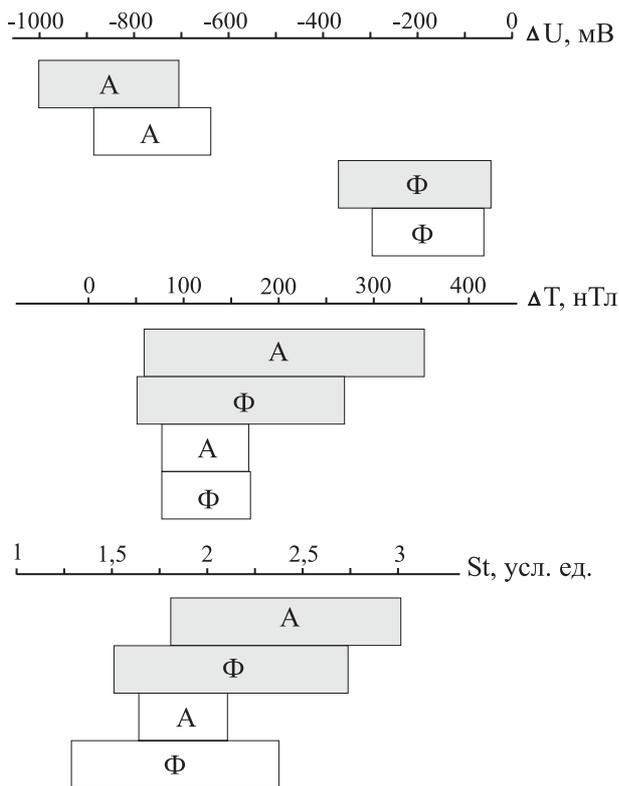


Рис. 5. Распределение ΔU , ΔT и St в аномальных (А) и фоновых (Ф) участках Мироновской (заштрихованные области) и Толвуйской залежи шунгитоносных пород

установленных. Можно лишь предположить, что эти причины связаны с природой ЕП на залежах шунгитов и максовитов.

О возможной природе ЕП. Согласно А. С. Семенову (1980), угли и графит, не содержащие большого количества сульфидов, можно рассматривать как инертные электроды. Туда же с некоторыми допущениями можно отнести шунгиты и максовиты. Рассмотрим шунгитовую залежь в первом приближении как кислородный элемент. Окислительно-восстановительный потенциал E_h вод линейно зависит от концентрации кислорода. По А. В. Щербакову (1956), разность E_h может составить 1,0–1,05 В. При рН воды в верхних горизонтах 4–5 разность E_h увеличивается до 1,2 В. Эти значения находятся в соответствии с интенсивностью ЕП на месторождениях шунгитов и максовитов.

Интенсивность ΔU может быть связана не только с удельным электрическим сопротивлением самой залежи, что наиболее часто имеет место на месторождениях ШП, но и с сопротивлением подстилающего и покрывающего залежь слоев. Моделирование позволяет сделать ряд важных выводов: поляризованный проводник, характеризующийся достаточно большим дипольным моментом, чтобы создать интенсивную аномалию в однородной среде, может быть отмечен слабой аномалией или совсем не зафиксирован, если под ним будет залегать слой высокого сопротивления; при одном и том же дипольном моменте наибольшая по интенсивности аномалия ΔU будет в случае присутствия плохо проводящего покрывающего слоя (аномалия ΔU может быть почти

Таблица 5

Соотношение средних геофизических характеристик на участке Мироновский

Аномальная зона ΔU	ΔU			ΔT		
	\bar{X}	ϵ	n	\bar{X}	n	ϵ
Западная	-358	275	54	27	55	69
Восточная	-704	289	82	261	100	143

в 2 раза больше ΔU_0) и подстилающего слоя низкого сопротивления с тем же эффектом возрастания ΔU . Все аномалии над обнаженными залежами из-за высокой проводимости их верхней части должны быть, как правило, большей интенсивности, чем аномалии над закрытыми залежами при одинаковом дипольном моменте (табл. 1).

В эпицентральной области значение потенциала в присутствии покрывающего слоя высокого сопротивления может превосходить значение потенциала в однородной среде, но не более чем в 2 раза.

Результаты количественной интерпретации данных естественного электрического поля на шунгитовых залежах Толвуйской синклинали. Практическая технология решения обратной задачи приведена в работе А. С. Семенова (1980). В процессе интерпретации можно определить эпицентр аномалии, глубину залежания центра тела, а при некоторых упрощениях и его размеры. Модель залежи в первом приближении можно считать вертикальным диполем, поле которого эквивалентно полю поляризованной сферы. Существенное значение имеет знание величины E_0 – контактной разности потенциалов на границе залежи и вмещающей среды. В практических условиях эта величина меняется в широких пределах, резко ограничивая возможность корректной интерпретации. Величину E_0 можно попытаться определить по измерениям в скважине, если получены результаты по методу электродных потенциалов, скважинного варианта ЕП или измерений по методу ПС. Кроме того, E_0 можно оценить по результатам разведки, когда известно положение тела во вмещающих породах. Оценка величины E_0 проведена с учетом равенства параметров Z_0 и a на участке Лебещина в связи с обнаженностью залежи, а также с использованием формулы $h = Z_0 - a$, где h – мощность четвертичных отложений, известная на участках Калей и Мироновский (табл. 6). Параметры U_{\min} и E_0 достаточно тесно связаны между собой. Величина коэффициента парной корреляции – (0,95), что позволяет применить для расчета E_0 эмпирическую формулу:

$$E_0 = -7,76 + 0,53 \cdot U_{\min}.$$

Погрешность расчета по этой формуле не превышает 4%. Из табл. 5 следует, что средний радиус и глубина до центра поляризованных тел в западной и восточной частях участка Мироновский примерно одинаковы, в то же время интенсивность ЕП на восточном участке явно больше, чем на западном (примерно, в 1,5 раза). Таким образом, одинаковые по размерам тела шунгитов и максовитов могут выделяться в поле ЕП по-разному. Учитывая возможное существование в верхней части разреза восточной аномальной зоны покрова габбро-долеритов, с практической точки зрения следует отдать предпочтение западному объекту, несмотря на меньшую интенсивность ΔU_{\min} . Критерием отбора участков может служить также величина поля ΔT . На

Таблица 6
Результаты интерпретации аномалий ЕП

Координаты аномалий	U_{\min} , мВ	q, м	Z_0 , м	P	E_0 , мВ	a, м
Лебещина, ПР9/5	450	100	65	190 125	225	65
Лебещина, ПР3/50	960	62	40	1 536 000	480	40
Лебещина, ПР3/62	950	74	48	2 188 800	475	48
Лебещина, стр.32/50	980	44	29	824 180	490	29
Лебещина, стр.32/63	920	140	91	7 618 520	460	91
Калей, ПР3/58	900	140	91	7 452 900	582	80
Мироновский, ПРМ/69	850	352	229	44 574 850	433	227
Мироновский, ПРМ/31	580	120	78	3 528 720	305	76
Мироновский, ПРМ/104	650	168	109	7 722 650	337	107
Мироновский, ПР2/-28	1000	176	114	12 996 000	518	112
Мироновский, ПР2/-2	1030	160	104	11 356 800	546	102
Мироновский, ПР2/16	1080	360	234	62 969 400	585	232
Мироновский, ПР2/38	1020	180	117	13 962 780	528	115

Примечание. U_{\min} – аномальное (минимальное) значение потенциала ЕП, q – ширина аномалии на уровне $U_{\min}/2$, Z_0 – глубина до центра сферы, P – дипольный момент, E_0 – контактная разность потенциалов, a – радиус сферы.

восточном участке она завышена почти на порядок, что с большой вероятностью соответствует присутствию в верхней части разреза покровов основных пород.

Выводы

Анализ геофизических полей подтверждает возможность использования магнитного поля для картирования высокоуглеродистых пород в большинстве случаев, когда затухание поля от вмещающей среды невелико. В других случаях следует использовать статистическую трансформанту магнитного поля St, которая более чувствительна к неоднородностям геологической среды, чем само поле. Параметр St лучше коррелирует с аномальным полем ΔU , чем параметр ΔT , при высокой интенсивности магнитного поля, т. е. как раз там, где в разрезе присутствуют габбро-долериты, нарушающие корреляцию полей. Влияние покрывающего слоя на интенсивность геофизических полей зависит не только от его мощности, но и от состава слагающих пород. При наличии в покрывающем слое основных пород положительные связи ЕП с полем ΔT нарушаются, что следует иметь в виду при интерпретации геофизических данных, полученных при картировании залежей шунгитов и маковитов.

По результатам моделирования можно предположить, что при наличии плохо проводящего слоя габбро-долеритов, находящегося выше по разрезу проводящих шунгитов, интенсивность ΔU над последними может быть увеличена до двух раз, что и наблюдаем на практике (рис. 2, табл. 4). С другой стороны, скачок ΔU может быть обеспечен соответствующим ростом мощности продуктивной толщи, например, при уменьшении уровня эрозионного среза. Если это так, то геологическая интерпретация подобных данных в условиях тотальной закрытости становится неоднозначной. Сходные геофизические параметры помимо участка Мироновский характерны для участка Тетюгино (табл. 1). Если несоответствие геофизических параметров для такого участка – результат аномальной мощности продуктивной толщи, такие объекты могут иметь значительный практический интерес для дальнейшего изучения.

Параметры продуктивной толщи зависят от параметров слоев выше и ниже ее. Их изменения должны быть изучены и учтены. Практическая технология, которая может быть использована для этих целей, – проблема будущих геофизических исследований в области как инструментального получения данных, так и их интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

Клабуков Б. Н. Геофизическая характеристика шунгитоносных структур людиковия Карелии и ее практические результаты // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Ч. I. Екатеринбург, 2002. С. 194–198.

Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., 1980. 446 с.

Щербаков А. В. Геохимические критерии окислительно-восстановительных обстановок в подземной гидросфере // Сов. геология. 1956. Сб. 56. С. 72–82.