

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВОГРУНТОВ И ТЕМПЕРАТУРА НЕЙТРАЛЬНОГО СЛОЯ ТЕРРИТОРИИ СНГ

Температурное поле верхней части земной коры континентов формируется под влиянием двух тепловых потоков – экзогенного, солнечного, имеющего сезонную периодичность и направленного большую часть года сверху вниз и эндогенного, постоянного, направленного вверх из недр к поверхности Земли.

На температуру поверхности и распределение солнечного потока влияют такие факторы, как угол падения лучей, альbedo поверхности, теплообмен с приземным слоем воздуха, толщина и длительность лежания снежного покрова, растительность, обилие атмосферных осадков и др.

Эндогенный тепловой поток зависит от теплопроводности почвогрунтов и подстилающих горных пород, их пористости и влажности, а также от скорости водообмена в водоносных горизонтах. В геологическом масштабе времени значение имеют колебания климата (Миланкович, 1939), направление колебательных тектонических движений, скорость осадконакопления и денудация поверхности (Череменинский, 1972).

Встреча или стыковка двух тепловых потоков осуществляется в слое постоянных годовых температур, в так называемом «нейтральном слое» (Рис. 1).

Сезонные колебания на поверхности почвы, строго говоря, не являются гармоническими. Непериодические

и суточные краткосрочные колебания вызывают отклонения от строго синусоидального хода значений температуры почвы. На некоторой глубине (около 1 м) все нерегулярности затухают, и в глубь Земли проходит только первая гармоника, поэтому ниже глубины промерзания грунтов (фазовых переходов вода-лед) ход температуры практически синусоидальный (Рис. 2).

Вся толща почвогрунтов, где имеются колебания температуры, называется деятельным слоем, а глубина полного затухания периодических сезонных температурных волн называется слоем постоянных годовых температур или нейтральным слоем (Рис. 2). Ниже нейтрального слоя начинается геотерма. Практически в скважинах нейтральный слой образует протяженную, в несколько метров, безградиентную зону, плавно переходящую в геотерму.

Для геотермического поля планеты температура нейтрального слоя является верхним граничным условием, определяющим температурную зональность недр до больших глубин. Широтная зональность в недрах аналогична поверхностным ландшафтным зонам, которая только на глубине генерации магм и ультраметаморфизма искажается собственными очагами тепломассопереноса в мантии (Непримеров и др., 1989). Это верхнее гранич-

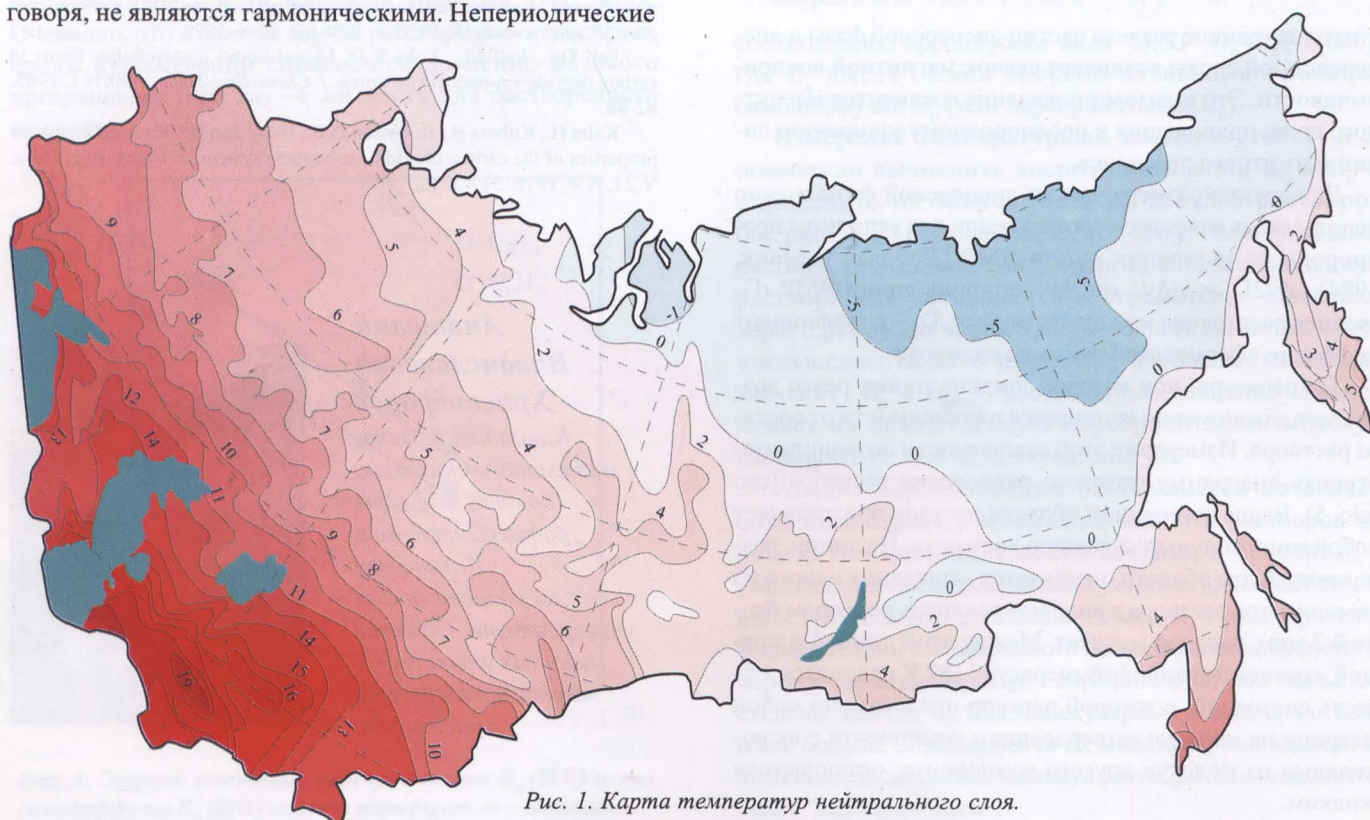


Рис. 1. Карта температур нейтрального слоя.

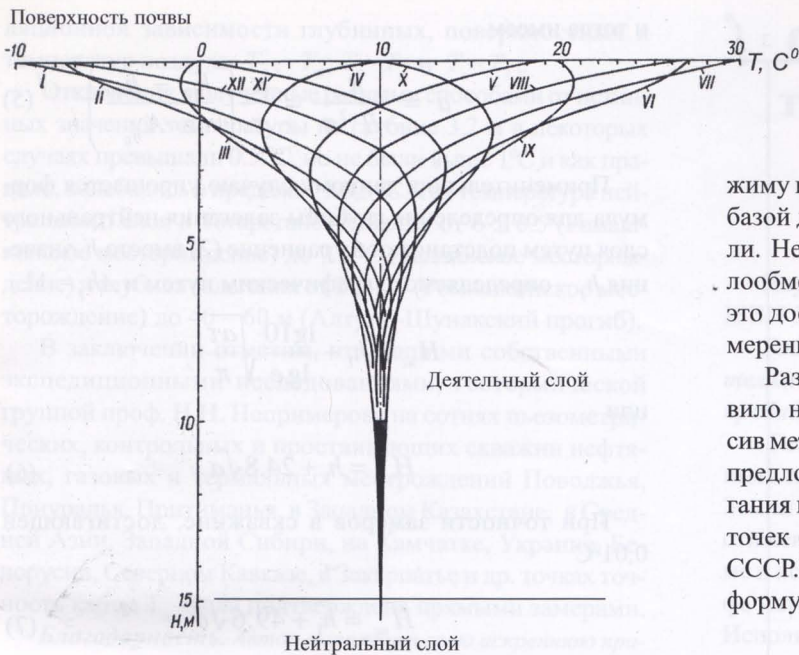


Рис. 2. Характер затухания температурных волн в деятельном слое при $a = 0,002 \text{ м}^2/\text{час}$ и нейтральный слой $H_{nc} = 15 \text{ м}$, $T_{nc} = 10 \text{ }^\circ\text{C}$.

ное условие имеет вид:

$$T_{ni} = \sum G_i H_i + T_{nc}, \quad (1)$$

где T_{ni} – температура на подошве i -го слоя, мощностью H_i ;

G_i – градиент температуры в i -том слое;

T_{nc} – температура слоя постоянных годовых температур (нейтрального слоя).

От T_{nc} и H_{nc} , т.е. температуры и глубины залегания нейтрального слоя зависит так же тепловой фон и характер инфракрасного (ИК) – спектра уходящего излучения Земли. Тепловые свойства почвогрунтов в слое сезонных колебаний температур, т.е. деятельном слое, при этом играют роль фильтра, искажающего спектр уходящего эндогенного ИК-излучения.

Поэтому знание теплофизических параметров деятельного слоя, температуры и глубины залегания нейтрального слоя представляют громадный интерес как для геотермики Земли, так и для дистанционных (спутниковых и аэрофото-) методов изучения планеты.

Попытки определения T_{nc} из метеорологических и скважинных наблюдений предпринимались с конца прошлого века. Они основывались на решении уравнения теплопроводности для стационарного теплового процесса. Позднее (Огильви, 1931, 1966; Кудрявцев, 1959; Чудновский, 1948, 1962; Фролов, 1966; Шульгин, 1967; Ван Дюген, 1956; Ван Вийк, 1968) предпринимали попытки использовать волновое уравнение Фурье при переменных граничных условиях. В Казани такие попытки предпринимались Н.И. Лобачевским, А.Я. Купфером и Н.М. Симоновым намного раньше. Низкая эффективность таких исследований была связана с неустойчивостью теплофизических свойств почвогрунтов, неоднозначностью получаемых результатов (Чудновский, 1948).

В прошлом веке академик П.И. Вильдт с целью получения более надежных результатов ввел режимные на-

блюдения за температурой почвы на глубинах 0,4; 0,8; 1,6; 2,4; 3,2 м и т.д. и убедил Европейский Метеорологический комитет, а затем и весь мир последовать русской методике. С тех пор накоплен громадный материал по температурному режиму почвогрунтов, который, к сожалению, так и не стал базой для подсчета теплового баланса поверхности Земли. Непостоянство и неуловимость коэффициента теплообмена на поверхности почвы не позволили сделать это достойным образом (Будыко, 1956), но традиция измерения температур в почве, к счастью, сохранилась.

Развитие геофизики, и геотермии в частности, заставило науку по иному взглянуть на этот громадный массив метеорологической информации. Н.А. Огильви (1966) предложил метод расчета глубины и температуры залегания нейтрального слоя по данным ГУГМС. Более 2000 точек (метеостанций) покрывают территорию бывшего СССР. Применительно к этим данным была выведена формула определения глубины нейтрального слоя:

$$H_{nc} = h_0 + \frac{1}{\lg e} \sqrt{\frac{a\tau}{\pi}} \lg \frac{Ah_0}{A_{nc}}, \quad (2)$$

где Ah_0 – амплитуда температурных колебаний на глубине h_0 , обычно выбираемой ниже глубины промерзания грунтов (в гидрометслужбе – 1,6 и 3,2 м);

A_{nc} – амплитуда температурных колебаний на нейтральном слое, определяемая как предел точности замера температуры и равная в гидрометслужбе $0,1^\circ\text{C}$;

τ – период годовых температурных колебаний – 365 дней.

Для замеров на глубине 1,6 и 3,2 м эта формула выглядит соответственно следующим образом:

$$\begin{aligned} H_{(1,6)} &= 1,6 + 24,8\sqrt{a} \lg 10A_{1,6} \\ H_{(3,2)} &= 3,2 + 24,8\sqrt{a} \lg 10A_{3,2} \end{aligned} \quad (3)$$

Амплитуда Ah_0 ($A_{1,6}$ и $A_{3,2}$) в любой точке территории находится по картам, построенным по данным ГУГМС (Огильви, 1966), а коэффициент температуропроводности « a » подбирается из таблиц Чудновского (1962) для соответствующих почвогрунтов, указанных в описаниях метеостанций.

Проводя по инициативе профессора Н.Н. Непримерова в 1968 году ревизию всех материалов по исследованию нейтрального слоя, автор (Сонин, 1971) обратил внимание на всеобщий недостаток предпринимаемых расчетов. Он состоял в том, что при подборе коэффициентов температуропроводности « a » из таблиц Чудновского или Кларка заведомо вносится неопределенность, связанная с колебаниями значений температуропроводности, как функции пористости, зернистости и влажности грунтов. Диапазон этих колебаний превышает 1-1,5 порядка величины.

Н.М. Фролов (1966) построил свою карту температуры нейтрального слоя, используя поправки за высоту расположения гидрометеостанции с помощью статистически выведенного аэротермического градиента, внес тем самым еще одну группу ошибок.

Метод Огильви может быть улучшен и доведен до

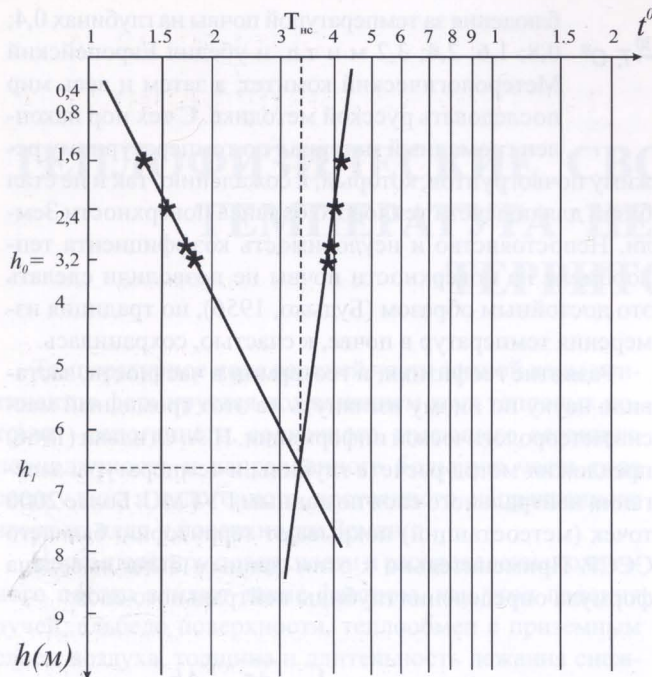


Рис. 3. Логарифмическая аноморфоза затухания температурных волн в пахотном слое.

логического завершения, если учесть, что коэффициент температуропроводности почвогрунтов может быть получен из тех же данных, из которых получены амплитуды температур (Сонин, 1971). Для вычисления коэффициента «а» достаточно провести огибающие экспоненты экстремальных температур в почве, получаемых Гидрометслужбой на разных глубинах.

Усовершенствованный метод определения температуры нейтрального слоя T_{nc} и коэффициента температуропроводности «а» позволяет избежать указанные недостатки расчетов и отказаться от таблиц Чудновского. Вкратце он сводится к следующей процедуре обработки данных ГУГМС:

1. На основе многолетних замеров температур на станциях ГУГМС строятся огибающие экспоненты среднемесячных температур в почве, измеренных на глубинах 0,4; 0,8; 1,2; 1,6; 2,4; 3,2 м (Рис.2).

2. Полученные *min* и *max* значения температур наносятся на логарифмический бланк (строится логарифмическая аноморфоза). Причем ось температур берется в логарифмическом масштабе, а ось глубин – в натуральном.

3. Точка пересечения огибающих экспонент (в логарифмическом масштабе двух прямых) определяет T_{nc} и глубину h_1 , на который амплитуда годовых колебаний равна 1°C (Рис. 3).

Угол пересечения экспонент дает декремент затухания температурных волн

$$D = \frac{\ln Ah_0 - \ln Ah_1}{h_0 - h_1} = \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}} \quad (4)$$

Откуда легко получить коэффициент «а», учитывая, что $\ln Ah_1 = \lg Ah_1 = 0$

$$D = \frac{\ln Ah_0}{h_0 - h_1} = \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}$$

и тогда имеем

$$a = \frac{\pi}{D^2 \tau} = \frac{\pi}{\tau} \left(\frac{h_0 - h_1}{\ln Ah_0} \right)^2 \quad (5)$$

Применительно к данному случаю упрощается формула для определения глубины залегания нейтрального слоя путем подстановки в уравнение (2) вместо h значения h_1 – определяемого графическим путем и $Ah_1 = 1^\circ$.

$$H_{nc} = h_1 + \frac{\lg 10}{\lg e} \sqrt{\frac{a\tau}{\pi}}$$

или

$$H_{nc} = h_1 + 24.8\sqrt{a} \quad (6)$$

При точности замеров в скважине, достигающей $0,01^\circ\text{C}$

$$H_{nc} = h_1 + 49.6\sqrt{a} \quad (7)$$

Полученные таким методом значения коэффициентов температуропроводности a и глубины залегания нейтрального слоя – H_{nc} более точны и, самое главное, столь же представительны, как значения амплитуд, поскольку основаны на тех же исходных данных. Надобность в табличных данных, которые заведомо не могут быть представительны для каждой из 2000 станций Гидрометслужбы, отпала. Многолетние средние для всех станций ГУГМС обеспечивают высокую надежность и представительность расчетов параметров пахотного и нейтрального слоев и пригодны для построения генерализованных карт. Таким образом, были построены карты температур (Рис. 1) и глубин нейтрального слоя (Сонин, 1971; Сонин, 1996). Аналогично строятся карты декремента затухания и температуропроводности почвогрунтов.

Правомерность использования среднемесячных значений температур в почве для вычисления амплитуд и декремента затухания тепловых волн была подтверждена специальными теоретическими исследованиями (Цейтин, 1956; Штокман, 1970) и нашим эмпирическим опытом построения логарифмических аноморфоз для нескольких сотен станций, расположенных в различных почвенно-климатических зонах и на различных гипсометрических уровнях.

Из теории следует (Лыков, 1968), что в капиллярно-пористых грунтах и низко-интенсивном влагопереносе ($Gr \times Pr$) $< 10^3$ экспоненциальный ход экстремумов температур может объясняться не обязательно истинным, а, возможно, и скорее всего - эффективным значением параметра «а». Прямые линии логарифмической аноморфозы подтверждают это для подавляющего большинства гидрометеостанций.

При построении карты температур нейтрального слоя применялись и другие приемы определения T_{nc} – по точке пересечения экспоненты максимальных среднемесячных и среднегодовых температур с глубиной, определяемой по методу Н.А. Огильви. Во многих точках Азиатской части страны, где отсутствуют замеры температур на глубинах 3,2 м и даже 1,6 м, расчеты проводились по среднегодовым температурам поверхности почвы T_0 или воздуха T_a . Для этой цели были построены графики корре-

ляционной зависимости глубинных, поверхностных и температур воздуха: $T_{3,2} - T_0$, $T_0 - T_a$ и $T_a - T_{3,2}$.

Отклонения, полученные разными способами от истинных значений температуры на глубине 3,2 м в некоторых случаях превышали 0,5 °С, но не были выше 1°С и как правило, колебались в пределах $\pm 0,3$ °С. Так температура нейтрального слоя в Татарстане меняется от $6 \pm 0,5$ (Ромашкинское месторождение) до 7,3 °С (Бавлинское месторождение) и глубина залегания от 20–30 (Ромашкинское месторождение) до 40–60 м (Алтуно-Шунакский прогиб).

В заключении отметим, что нашими собственными экспедиционными исследованиями, геотермической группой проф. Н.Н. Непримерова на сотнях пьезометрических, контрольных и простаивающих скважин нефтяных, газовых и термальных месторождений Поволжья, Приуралья, Притиманья, в Западном Казахстане, в Средней Азии, Западной Сибири, на Камчатке, Украине, Белорусии, Северном Кавказе, в Закарпатье и др. точках точность карты $T_{нс}$ была подтверждена прямыми замерами.

Благодарность. Автор выражает свою искреннюю признательность проф. Н.Н. Непримерову, А.Н. Саламатину, В.Я. Волкову, В.Е. Шилову, Е.И. Синявскому, А.В. Христофорову и всем сотрудникам кафедры радиозлектроники, принимавшим участие в обсуждении вопросов, возникших при работе над картой и ее проверке в экспедиционных условиях.

Литература

Будыко М.И. *Тепловой баланс земной поверхности*. Гидрометиздат. 1956. 255.

Лыков А.В. *Теория сушки*. Энергия. 1968.

Миланкович М. *Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата*. ГОНТИ. 1939. 207.

Непримеров Н.Н., Пудовкин М.А., Марков А.И. *Особенности теплового поля нефтяного месторождения*. Казань. КГУ. 1968. 26-31.

Непримеров Н.Н. *Мироздание*. Казань. КГУ. 1992. 41-49.

Огильви Н.А. Нейтральный слой в геотемпературном поле и методы определения его температуры. *Геотермические исследования и использование тепла Земли*. Наука. 1966. 100-109.

Сонин Г.В. *Нейтральный слой и методы его изучения Термозаводнение нефтяных месторождений*. Казань. КГУ. 1971. 137-140.

Фролов Н.М. *Температурный режим гелиотермозоны*. Недра. М. 1966. 156. Череменин Г.А. *Геотермия*. Недра. 1972. 72-93. 186-196.

Чудновский А.Ф. *Теплофизические свойства дисперсных материалов*. Физматгиз. 1962. 456.

Чудновский А.Ф. *Физика теплообмена в почве*. ГТИ. 1948. 220.

Цейтин Г.Х. О вычислении коэффициента температуропроводности и потока тепла в почву по осредненным температурам. *Тр. ГГО*, вып. 60 (122). 1956.

Штокман В.Б. *Избранные труды по физике моря*. Гидрометеоздат. 1970. 64-117.

Neprimerov N. N., Khristoforova N. N., Kushtanova G. G. Correlation of heat flow with tectonics (convective cells) and hydrogeological fields. *Revista Brasileira de Geofisica*. N 7 (2), 1989. 129-139.

Sonin G.V. The Neutral Layer and Thermophysical properties of Eurasian Subsoil. *The 30 Intern. Geol. Cong.* Beijing. China. 1996.

чического университета, кандидат геолого-минералогических наук. *Научные труды по палеонтологии, стратиграфии, геофизике, экологии и АСУ автотранспорта*.

Опубликовал 2 монографии, методические пособия и около 80 статей. Сотрудник Татарской Энциклопедии, член учредитель МЭД РТ, член Всероссийских Палеонтологического, Географического и Менделеевского обществ. Участник 29-го (Киото, Япония) и 30-го (Пекин, Китай) Международных Геологических Конгрессов, двух Ассамблей Международного Геодезического и Геофизического Союза (Москва, 1971; Тяньшань, 1996) и симпозиумов по стратиграфии перми, математической геологии и физике Земли. Воспитал 4-х Соросовских стипендиатов, имеет последователей среди учителей географов

и экологов, является победителем Всероссийского конкурса «Методика XXI» по экологии.

От дрейфа материков к тектонике литосферных

ПЛИТ

Учебное пособие

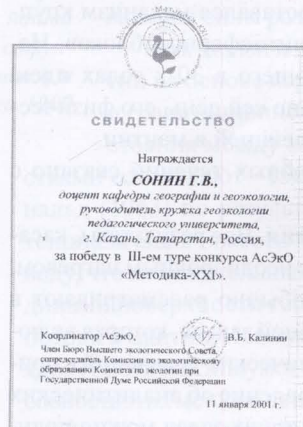
Г.В. Сонин

Научный редактор: проф. Н.Н. Непримеров
ISBN 5-87730. 1999. КГПУ. 59с.

Работа предназначена студентам, аспирантам, учителям географии и всем интересующимся актуальными проблемами геологии.

Геологи, геофизики и географы много десятилетий пытались найти основные законы строения и развития Земли и понять устройство рельефа ее поверхности. Достижения последних лет в океанологии, палеомагнетизме и исследовании планет помогли понять причины дрейфа материков и внутреннюю геодинамику земного шара. Используя исторические материалы, личные впечатления и собственные исследования, автор помогает разобраться в лабиринте гипотез и теорий и понять существо нового взгляда на Землю.

Кондуктометрический метод анализа атмосферных осадков и природных вод



Методическое пособие по изготовлению прибора и методике экологических исследований для школьных кружков
Г.В. Сонин
Казань. 1997. 19с.

Работа отмечена Дипломом за победу в III-ем туре конкурса АсЭКО «Методика-XXI» 11.01.2001г.

Геннадий Владимирович Сонин

доцент кафедры физической географии и геологии педагогического

