Записки Ленинградского ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LI, вып. 3, 1970 г.

О ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ С ВОЗДУХА ПО КОНТРАСТУ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Ф. Ф. Кравец

Методы и технические средства разведки полезных ископаемых весьма разнообразны. Одним из них является метод регистрации энергетических (яркостных) контрастов земной поверхности в инфракрасной области спектра, который в комплексе с другими (фотографическими, магнитометрическими и т. п.) может дать полезную информацию. В статье рассматриваются физические условия существования энергетических контрастов, обусловливаемых неоднородностью структуры слоев Земли, а также некоторые вопросы возможности регистрации их и расчета.

Условия существования энергетических контрастов. На поверхность Земли выходят горные породы с различными оптико-энергетическими характеристиками, непосредственно соприкасающиеся друг с другом. Кроме того, верхние слои Земли имеют неодинаковую структуру по глубине. В ряде случаев однородные слои могут иметь некоторые инородные объекты, значительные увлажнения почвы, связанные с наличием подземных вод и нефти, различные пустоты, водоемы и т. д. Все эти факторы и определяют наличие энергетических контрастов, которые могут быть зарегистрированы оптико-электронными устройствами, работающими в инфракрасной области спектра.

Абсолютный энергетический контраст можно определить как разность потоков излучения двух близлежащих поверхно-

стей, равных по размерам и находящихся в непосредственной близости один от другого.

$$\Delta\Phi = \Phi_1 - \Phi_2. \qquad (1)$$

Поскольку поток излучения

$$\Phi = A\,\varepsilon\sigma\,T^4 \qquad (2)$$

(A — элементарная площадь; σ — постоянная Больцмана), то, как видно из соотношений (1) и (2), интегральный энергетический контраст $\Delta\Phi$ определяется относительной интегральной излучаемостью земной поверхности ε и ее абсолютной температурой T. Сравнительно небольшое изменение температурного контраста ($\Delta T = T_1 - T_2$) вызывает значительное изменение энергетического.

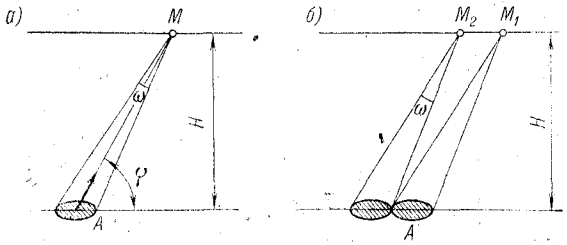
Температура верхних слоев Земли, как и относительная излучательная способность, изменяется в зависимости от времени года, суток и метеорологических условий. Это несколько усложняет условия регистрации энергетических контрастов. Тем не менее, если принять значения этих величин неизменными в процессе исследования заданного района, что практически возможно, то регистрация энергетических контрастов с воздуха позволит получить дополнительную полезную информацию о структуре верхних слоев Земли и в ряде случаев выявить различные неоднородности и объекты, о которых упоминалось выше.

Регистрация тепловых контрастов. Излучения земной поверхности регистрируются оптико-электронной аппаратурой сканирующего типа, состоящей из фотоэлектрического приемника, оптики, усилительного и регистрирующих блоков. Аппаратура устанавливается на летательном аппарате (самолете или вертолете), результаты регистрации получаются в виде яркостной карты местности или кривых изменения сигнала по строке. Подобная аппаратура имеется в СССР, но используется для других целей. Опыт применения ее для геофизической разведки дал положительные результаты.

Если прибор будет находиться на высоте H в точке M (рис. 1, *а*), то с элемента площади A на приемник излучения будет падать монохроматический поток излучения $d\Phi$, ослабленный слоем атмосферы и элементами оптики. При этом в цепи приемника возникает сигнал

$$dU = S_\lambda \tau_{\lambda_{атм}} \tau_{\lambda_{опт}} d\Phi = S_\lambda \tau_{\lambda_{атм}} \tau_{\lambda_{опт}} A_{опт} e'_{\lambda T} d\lambda, \qquad (3)$$

где S^{λ} — спектральная чувствительность приемника излучения; $\tau_{\lambda_{атм}}$, $\tau_{\lambda_{опт}}$ — спектральные функции, определяющие прозрачность, соответственно, слоя атмосферы и оптики прибора; $A_{опт}$ — площадь входного отверстия оптической системы; $e_{\lambda T}$ — спектральная облученность входного отверстия оптической системы; λ — длина волны излучения.



Поле зрения оптико-электронной аппаратуры

С учетом соотношения между спектральной облученностью и спектральной яркостью элемента земной поверхности $b_{\lambda T}$ выражение (3) можно представить в виде

$$dU = S_{max} S^{*}_{\lambda} \tau_{\lambda_{атм}} \tau_{\lambda_{опт}} A_{опт} \omega b_{\lambda T} d\lambda, \qquad (4)$$

где S_{max} — максимум спектральной чувствительности приемника излучения (величина размерная); S^{*}_{λ} — относительная спектральная чувствительность приемника излучения (в долях единицы); ω — телесный угол поля зрения приемной системы.

Проинтегрировав уравнение (4), получим

$$U = A_{опт} \omega S_{max} \int_0^{\infty} S^{*}_{\lambda} \tau_{\lambda_{опт}} \tau_{\lambda_{атм}} b_{\lambda T} d\lambda. \qquad (5)$$

При перемещении прибора из точки M_1 в точку M_2 (рис. 1, *б*) на расстояние, равное размерам элементарной площади A, сигнал изменится на величину

$$\Delta U = U_1 - U_2 = A_{опт} \omega \left(S_{max_1} \int_0^{\infty} S^{*}_{\lambda} \tau_{\lambda_{атм}} \tau_{\lambda_{опт}} b_{\lambda T_1} d\lambda - \right.$$

$$\left. - S_{max_2} \int_0^{\infty} S^{*}_{\lambda} \tau_{\lambda_{атм}} \tau_{\lambda_{опт}} b_{\lambda T_2} d\lambda \right). \qquad (6)$$

Введем понятие эффективной яркости $B_{эфф}$ как яркости элемента земной поверхности, оцененной с точки зрения воздействия ее на данный приемник излучения с учетом прозрачности оптических сред

$$B_{эфф} = \varepsilon_{эфф} B, \qquad (7)$$

где $\varepsilon_{эфф}$ — относительная эффективная яркость элемента земной поверхности; B — яркость элемента.

В соответствии с формулой (5),

$$B_{эфф} = S_{max} \int_0^\infty S^*_\lambda \tau_{\lambda_{атм}} \tau_{\lambda_{опт}} b_{\lambda T} d\lambda = \varepsilon_{эфф} \int_0^\infty b_{\lambda T} d\lambda. \qquad (8)$$

Учитывая соотношения (7) и (8), исходное выражение для расчета сигнала ΔU можно записать в виде

$$\Delta U = A_{опт} \omega (\varepsilon_{эфф_1} B_1 - \varepsilon_{эфф_2} B_2). \qquad (9)$$

Из формулы (9) следует, что способность оптико-электронной аппаратуры регистрировать с воздуха изменение энергетических (яркостных) контрастов определяется параметрами оптико-электронной аппаратуры и эффективным яркостным контрастом земных покровов горных пород. Итак, сигнал, возникающий в цепи приемного устройства, пропорционален эффективному яркостному контрасту $\Delta B_{эфф}$. Этот сигнал должен в k раз превосходить напряжение шумов на входе усилительного устройства.

Спектральная яркость излучения. Любой участок земной поверхности светится, т. е. излучает электромагнитную энергию в широком диапазоне спектра за счет отраженного излучения небесных тел и собственного температурного излучения. Поэтому спектральную яркость некоторого элемента земной поверхности можно выразить равенством

$$b_{\lambda T} = b_{\lambda T_\rho} + b_{\lambda TT}, \qquad (10)$$

где $b_{\lambda T_\rho}$ — спектральная яркость свечения за счет отраженного излучения; $b_{\lambda TT}$ — за счет собственного температурного излучения.

Спектральная яркость $b_{\lambda T_\rho}$ определяется способностью земной поверхности отражать падающие на нее излучения, т. е. изменениями коэффициента отражения по спектру $\rho_{\lambda T}$ и спек-

тральной функции $e_{\lambda T}$, представляющей собой спектральную облученность Земли небесными телами,

$$b_{\lambda T\rho} = \frac{r_0}{\pi} \rho_{\lambda T} e_{\lambda T}, \qquad (11)$$

где r_0 — коэффициент яркости, характеризующий индикатриссу рассеяния.

Коэффициент $\rho_{\lambda T}$ для различных участков земной поверхности, в зависимости от состояния земных покровов, времени года и климатических условий, имеет различные значения. Поэтому при практическом использовании рассматриваемого метода следует отобрать наиболее характерные, практически приемлемые ситуации.

Ход спектральной функции $e_{\lambda T}$ определяется спектральным составом всех падающих на земную поверхность радиаций

$$e_{\lambda T} = \frac{dE_0}{d\lambda},$$

где E_0 — освещенность небесными телами земной поверхности (величина ее зависит от условий освещения), *лк*;

Солнце в зените в июльский день	— 100000
в пасмурный день	— 10000
в сумерки	— 500
Ночью при полнолунии	— 0,2
Освещенность звездным небом	— $10^{-7} \div 10^{-6}$
Освещенность от одной звезды 6-й величины	— 10^{-9}

Для дневных условий излучениями, падающими на Землю от звезд и других небесных тел, можно пренебречь и считать, что Земля облучается только Солнцем. Спектральный состав солнечных излучений принимают аналогичным спектру абсолютно черного тела (АЧТ) при 6000° К. Ночью, при полнолунии освещенность от Луны значительно больше освещенности от звезд. Поэтому при вычислении отражаемых Землей излучений при лунном освещении излучением звезд можно пренебречь и считать, что спектр излучений Луны аналогичен спектру АЧТ при 4500° К. При отсутствии лунного освещения Земля, кроме освещения звездами, спектр которых лежит в пределах температур АЧТ от 3000 до 30000° К, облучается инфракрасными излучениями небосвода в пределах коротковолновой инфракрасной области спектра. Однако это излучение сравнительно мало и его при приближенных расчетах можно не учитывать.

Ход спектральной функции $e_{\lambda T}$ с достаточной для практических целей точностью можно вычислить по формуле Планка, если считать, что изменение спектральной излучаемости АЧТ $r_{\lambda T}$, соответствует изменению спектральной облученности земной поверхности,

$$e_{\lambda T} = e^*_{\lambda T} k_1 = \frac{dE}{d\lambda}, \qquad (12)$$

где $e^*_{\lambda T}$ — относительная облученность; λ — длина волны падающего на поверхность излучения; k_1 — масштабный коэффициент; E — облученность.

Из выражения (12) получаем

$$E = \int_0^\infty e_{\lambda T} d\lambda = k_1 \int_0^\infty e^*_{\lambda T} d\lambda, \ вт/м^2.$$

Следовательно,

$$k_1 = \frac{E}{\int_0^\infty e^*_{\lambda T} d\lambda}. \qquad (13)$$

Соотношение между облученностью E в формуле (13) и освещенностью E_0, выраженной в люксах, имеет вид

$$E = \frac{E_0}{683 \eta_c}, \qquad (14)$$

где η_c — световой к. п. д. источника света. *

Используя соотношения (11)—(14), получим

$$b_{\lambda T \rho} = \frac{r_0}{\pi} \rho_{\lambda T} e^*_{\lambda T} \frac{E_0}{683 \eta_c \int_0^\infty e^*_{\lambda T} d\lambda}. \qquad (15)$$

Спектральная яркость собственного температурного излучения $b_{\lambda T T}$ земной поверхности определяется ее относительной

---

* Световой к. п. д. Солнца равен 14%, Луны 8%, звезд от 4 до 14,5% (в зависимости от температуры).

спектральной излучаемостью $\varepsilon_{\lambda T}$ и излучаемостью абсолютно черного тела $r_{\lambda T_ч}$ для данной волны λ и температуры T

$$b_{\lambda TT} = \frac{r_0}{\pi} \varepsilon_{\lambda T} r_{\lambda T_ч}. \qquad (16)$$

Изменение относительной спектральной излучаемости зависит от температуры и свойств поверхности Земли, т. е. от структуры слоев под излучающей поверхностью и излучательной способности различных растительных образований на самой поверхности. По аналогии с формулой (12),

$$r_{\lambda T_ч} = k_2 r^*_{\lambda T_ч}, \qquad (17)$$

где k_2 — масштабный размерный коэффициент; $r^*_{\lambda T_ч}$ — излучаемость АЧТ в относительных единицах.

Имея в виду, что $dR = r_{\lambda T_ч} d\lambda$ (R — интегральная излучаемость), получим

$$R = \int_0^\infty r_{\lambda T_ч} d\lambda = k_2 \int_0^\infty r^*_{\lambda T_ч} d\lambda = \sigma T^4, \qquad (18)$$

где σ — постоянная Больцмана.

Решив уравнение (18) относительно k_2, с учетом выражений (16) и (17), можно записать

$$b_{\lambda TT} = \frac{r_0}{\pi} \varepsilon_{\lambda T} r^*_{\lambda T_ч} \frac{\sigma T^4}{\int_0^\infty r^*_{\lambda T_ч} d\lambda}. \qquad (19)$$

Таким образом, соотношение (10) после изложенных преобразований примет вид

$$b_{\lambda T} = \frac{r_0}{\pi} \rho_{\lambda T} e^*_{\lambda T} \frac{E_0}{683 \eta_c \int_0^\infty e^*_{\lambda T} d\lambda} + \frac{r_0}{\pi} e_{\lambda T} r^*_{\lambda T_ч} \frac{\sigma T^4}{\int_0^\infty r^*_{\lambda T_ч} d\lambda}. \qquad (20)$$

Первый член в формуле (20) определяет собой отраженное излучение земной поверхности, а второй — собственное. Вычисления по формуле (20) показывают, что в общем случае для дневных условий кривая спектральной яркости в зависимости от длины волны имеет два максимума. Первый лежит в области примерно 0,5 *мкм* и определяется первым членом формулы. Второй максимум определяется вторым

членом формулы (20) и при температурах от —10 до +40° С и соответствует 9—11 *мкм*. Собственное температурное излучение лежит в области 2—18 *мкм*.

Выводы

1. Неоднородность структур горных пород создает яркостные контрасты, зависящие от свойств самих горных пород и определяемые их температурой и излучательной способностью верхних слоев Земли в инфракрасной области спектра. Эти контрасты могут быть зарегистрированы оптико-электронной аппаратурой в виде кривых изменения сигнала или яркостной карты местности, которые, при наличии опыта дешифрирования, могут дать полезную дополнительную информацию к информации, получаемой другими техническими средствами геофизической разведки.

2. Сигнал, возникающий в цепи приемника излучения, пропорционален эффективному яркостному контрасту элементов земной поверхности, величина которого по предлагаемой методике расчета определяется свойствами приемника излучения, сред между приемником и Землей и энергетической яркостью самих элементов земной поверхности в заданном направлении.

3. Предварительные опыты по применению инфракрасной аппаратуры для целей геофизической разведки в СССР и за границей оцениваются положительно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карякин Н. И., Быстров К. Н., Киреев П. С. Краткий справочник по физике. Изд-во «Высшая школа», 1964.

2. Кравец Ф. Ф., Лешев Г. И., Юцевич Ю. К. Основы лучистой техники. Ч. 1. Изд. ЛВИКА им. А. Ф. Можайского, 1954.

3. Кинсмен Ф. А. Применение аэрофотосъемки в инфракрасных лучах на трубопроводном транспорте. «Инженер-нефтяник», № 11, 1965.