

FLUXO DE CALOR EM CONTINENTES E OCEANOS

MARIA ROSA ALVES DUQUE

Departamento de Física da Universidade de Évora, 2700 Évora
e Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, 1200 Lisboa

Os sismos ou as erupções vulcânicas são manifestações temporárias de transferência de energia do interior para o exterior do nosso planeta. Vamos discutir o calor transferido continuamente para o exterior da Terra, através da sua superfície. Trata-se de um fenómeno que ocorre em toda a superfície do globo terrestre e que está directamente relacionado com os fenómenos tectónicos que ocorrem à superfície do nosso planeta.

Os cálculos feitos utilizando os valores obtidos nas medições de fluxo de calor em continentes e no fundo dos oceanos dão-nos um valor relativamente elevado para a energia «perdida» através da superfície (a potência é 4×10^{13} W) (). Vamos ver quais são as fontes de calor existentes no interior da Terra que, 5 mil milhões de anos depois da formação da Terra, ainda fornecem essa energia ao exterior.*

1. Introdução

As estimativas mais recentes do valor da energia transferida do interior para o exterior da Terra, através da sua superfície, são feitas com base nos valores de fluxo de calor obtidos em continentes e no fundo dos oceanos.

O estudo deste parâmetro geofísico é relativamente recente, tendo sido publicados os primeiros dados de fluxo de calor obtidos em continentes em 1939 (Benfield, 1939 e Bullard, 1939). As primeiras medições obtidas em fundo oceânico foram apresentadas em 1952 (Revelle e Maxwell, 1992).

O número de medições de fluxo de calor tem vindo a aumentar lenta mas continuamente, tendo sido apresentados 7177 dados de fluxo de calor obtidos no continente europeu e regiões limítrofes (Hurtig *et al.*, 1992).

As estimativas mais antigas, com valores de potência de cerca de 3×10^{13} W, foram obtidas fazendo a média aritmética dos valores de fluxo de calor obtidos em continentes e em oceanos, e multiplicando o resultado obtido pela área da superfície terrestre.

Com o aumento do número de dados de fluxo de calor e o desenvolvimento da teoria da tectónica de placas tornou-se claro que tal processo não deveria ser utilizado. As estimativas actuais são baseadas em modelos geodinâmicos, tendo em conta os dados de fluxo de calor existentes, os mecanismos de transferência de calor e a natureza e localização das fontes respectivas.

Começemos então por analisar os dados existentes sobre o fluxo de calor.

2. Fluxo de calor nos oceanos

Nos modelos de tectónica de placas verifica-se a ascensão de materiais do manto, junto das cristas oceânicas, que, por arrefecimento à superfície, dão origem a nova crosta oceânica. À medida que se afasta da crista oceânica, a nova crosta vai arrefecendo até maiores profundidades formando uma placa rígida cada vez mais espessa.

(*) As «perdas» de energia, em cada segundo, equivalem ao conteúdo em energia térmica de aproximadamente $1,4 \times 10^3$ toneladas de carvão.

Introdução

Fluxo de calor nos oceanos

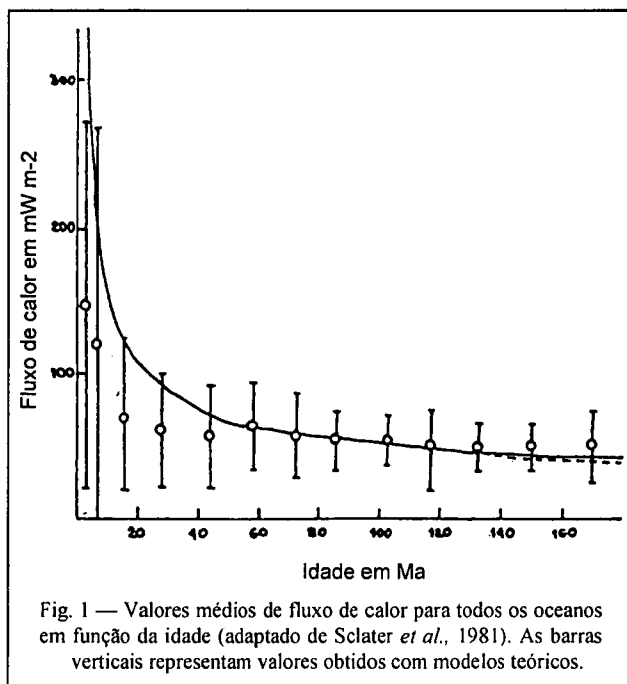
Zonas de subducção

Fluxo de calor nos continentes

Fontes radioactivas

Fontes não radioactivas

O fluxo de calor junto das cristas oceânicas tem valores elevados que diminuem à medida que nos afastamos da zona de ascensão de materiais do manto. Os gráficos dos valores de fluxo de calor em função da idade da litosfera mostram um decaimento exponencial (Fig. 1).



Os valores de fluxo obtidos com modelos teóricos (modelo de placa e modelo convectivo) são mais elevados do que os obtidos experimentalmente para idades relativamente novas e aproximam-se dos resultados obtidos para regiões com idades mais elevadas.

Este desacordo entre os valores teóricos e os experimentais foi motivo de discussão durante algum tempo. Actualmente considera-se que nas regiões em causa existe transferência de calor por processos não condutivos devido a circulação hidrotermal na crosta oceânica jovem, que é altamente permeável, permitindo a penetração e circulação de água do mar.

À medida que aumenta a idade da crosta forma-se uma camada sedimentar, cada vez mais espessa, que servirá de tampão à circulação da água. É a partir da formação desta zona que os resultados coincidem com os previstos teoricamente.

O desenvolvimento de novos instrumentos para medir fluxo de calor permitiu a realização de medições de fluxo em estações relativamente próximas, verificando-se variações acentuadas do fluxo e com características que confirmam a circulação hidrotermal na crosta.

Manifestações espectaculares de actividade hidrotermal têm sido observadas desde 1977 em descidas em cápsulas nas partes mais elevadas das cristas oceânicas. As primeiras foram observadas no Oceano Pacífico mas pos-

teriormente foi detectada actividade deste tipo nos Oceanos Atlântico e Índico.

As fontes mais importantes são conhecidas como «black smokers» e são constituídas por jactos de água que circulou através do basalto quente e que atingiu o fundo oceânico sem diluição, emergindo a uma temperatura de cerca de 350 °C. Estas águas contêm sais dissolvidos que se precipitam construindo chaminés de sulfetos, sulfatos, óxidos e silicatos, que podem atingir alguns metros de altura.

Existem também os «white smokers» que emergem a temperaturas entre 100 e 300 °C com cor branca devido aos precipitados constituídos essencialmente por baritite e sílica.

Estas manifestações hidrotermais são acompanhadas pela existência de formas de vida estranhas e variadas, que se alimentam da energia e nutrientes proporcionados pelos jactos de água.

A energia térmica libertada por um único «black smoker» foi estimada (Mac Donald *et al.*, 1980) obtendo-se uma perda total de calor de 23 080 MW (o orifício estudado tinha um raio de 15 cm). Este valor é equivalente ao calor perdido por circulação hidrotermal num segmento de crosta de 4 - 7 km, estendendo-se lateralmente até um milhão de anos, ou ao valor teórico calculado para gerar um comprimento de crosta de 3 - 6 km.

Na região onde foram feitas estas medições foram detectadas cerca de 12 chaminés em actividade num segmento de crosta com 1 km de extensão.

Esta observação vem pôr em destaque a importância da actividade hidrotermal na perda global de calor por parte da Terra. Ela sugere também que a actividade hidrotermal nestas chaminés a esta temperatura não pode ser um processo estacionário; elas devem funcionar apenas durante um certo tempo. Para o comprovar, atente-se no pequeno volume dos depósitos de material dissolvido (sulfatos) e as ideias restritas das populações encontradas junto das chaminés.

2.1. Zonas de subducção

Na Fig. 2 mostra-se esquematicamente uma zona de subducção. A placa que sofre um movimento de descida está mais fria do que o manto, e o fluxo de calor que se observa nas fossas e nas regiões continentais imediatamente adjacentes da placa sobreposta é, em geral, baixo.

Observa-se também a existência de vulcanismo no lado continental da fossa, sendo os arcos de ilhas, que em geral aparecem nestas zonas, de origem vulcânica. Nestas regiões o fluxo de calor apresenta, em geral, valores elevados.

Quando existe uma bacia marginal entre o arco de ilhas e o continente, observa-se, em geral, nestes mares interiores o fluxo de calor mais elevado destas zonas no lado côncavo do arco e por cima da placa descendente.

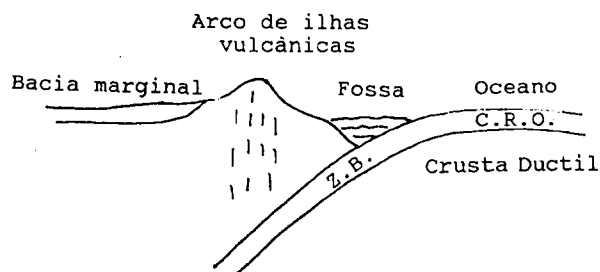


Fig. 2 — Representação esquemática de uma zona de subducção. Z.B. = Zona de Benioff; C.R.O. = Crusta Rígida Oceânica.

Esta distribuição de fluxo é observada em algumas zonas do Oceano Pacífico incluindo o arco NE do Japão.

Existem vários modelos que pretendem explicar os processos térmicos que ocorrem nestas regiões. Vamos falar do modelo apresentado por Honda (Honda, 1985).

O modelo é a duas dimensões e trata essencialmente de transferência de calor por condução.

Não são incluídas no modelo a produção de calor devido à existência de elementos radioactivos e a possíveis reacções endotérmicas, como a desidratação.

Os baixos valores de fluxo no lado do oceano são explicados pelo arrefecimento da placa oceânica antiga e os fluxos elevados do lado oposto por convecção no manto adjacente, induzida pela placa que está a descer e por atrito associado com o escoamento.

As condições impostas ao modelo são:

- o perfil do fluxo de calor observado à superfície;
- a existência da cadeia vulcânica numa região onde a profundidade da Zona de Benioff é aproximadamente 120-150 km, definindo a frente vulcânica;
- temperaturas de cerca de 1400 °C no manto, por baixo da frente vulcânica.

Para explicar o baixo valor do fluxo de calor que se observa nas fossas considera-se que o triângulo a tracejado (Fig. 3) está no estado sólido, enquanto para explicar as temperaturas de cerca de 1400 °C, requeridas por estudos petrológicos desta região, o manto superior por baixo do Mar do Japão tem de ser considerado bastante quente.

As temperaturas elevadas terão de ser superiores se a bacia marginal estiver activa, porque a situação de uma

bacia marginal pode ser muito semelhante à de uma crista oceânica normal. Os resultados obtidos encontram-se na Fig. 3.

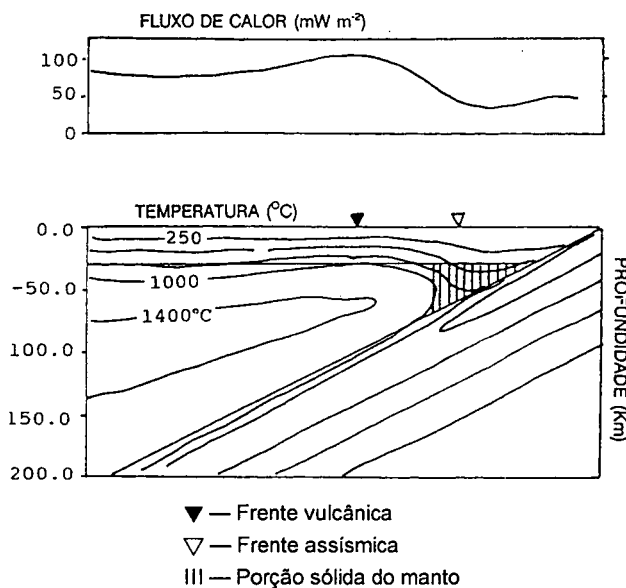


Fig. 3 — Modelo térmico de uma zona de subducção apresentado por Honda (1985).

O fluxo de calor em zonas de subducção tem uma distribuição característica e um significado físico definido. No entanto, um valor médio de fluxo de calor nestas províncias não tem qualquer significado.

3. Fluxo de calor nos continentes

A distribuição de fluxo de calor nos continentes mostra um padrão mais complicado que o observado nos oceanos.

O fluxo medido nos continentes pode ser produzido por processos distintos (fusão ou intrusão magmática durante um processo orogénico, extensão da crosta, erosão, geração de calor por elementos radioactivos) com características físicas distintas e que ocorrem em escalas de tempo com ordens de grandeza diferentes.

Assim, os dados de fluxo em continentes terão que ser examinados de acordo com a região onde foram obtidos. Polyak e Smirnov (1968) mostraram que eles estão relacionados com a idade tectónica da formação onde foram obtidos. Estes estudos foram retomados e desenvolvidos por vários autores, mas o resultado obtido em todos eles conduz à hipótese de uma diminuição exponencial do fluxo com o aumento da idade tectónica da região (Fig. 4).

O intervalo de tempo característico para a diminuição do fluxo de calor nos continentes é uma ordem de grandeza superior ao obtido para os valores de fluxo de áreas oceânicas.

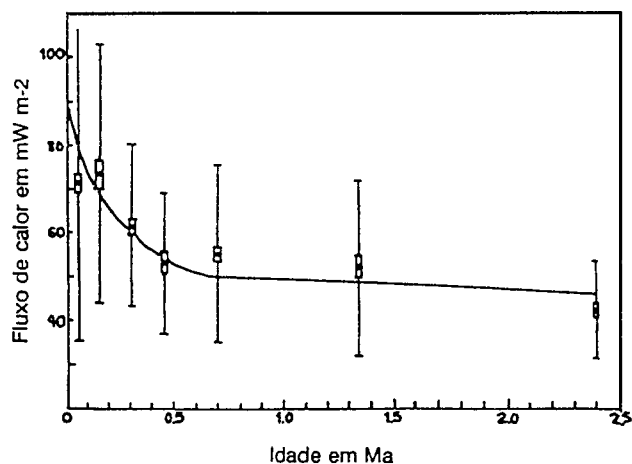


Fig. 4 — Fluxo vertical de calor em continentes, em função da idade (adaptado de Vitorello e Pollack, 1980). As barras duplas representam o erro da média e as barras simples representam o desvio padrão.

Como a crosta continental contém uma quantidade significativa de fontes radioativas, elas contribuem para o fluxo medido à superfície.

Existe uma relação empírica entre o fluxo de calor medido à superfície, numa dada região, e o calor produzido pelos elementos radioativos existentes em amostras retiradas dessa mesma região. Esta relação foi descoberta por Roy *et al.* (1968) para algumas regiões dos EUA, tendo sido depois obtida noutras regiões.

Esta relação diz que, para uma dada região chamada «provincia de fluxo de calor», o fluxo de calor à superfície, Q , está relacionado com a produção de calor devido à existência de elementos radioativos nas rochas da superfície A_0 , por uma expressão do tipo

$$Q = Q_r + DA_0,$$

onde Q_r representa o fluxo de calor proveniente de zonas mais profundas e D representa a espessura da camada externa onde estão concentrados os elementos radioativos, se a taxa de geração de calor por estes elementos for considerada constante. Se considerarmos que a taxa de geração de calor depende da profundidade Z

$$A(z) = A_0 e^{-Z/D},$$

então D pode ser tomado como uma espessura característica da camada radioactiva.

Cada provincia de fluxo geotérmico tem valores característicos de Q_r e D .

Esta relação obtida para rochas plutónicas foi encontrada mais tarde para terrenos metamórficos e metasedimentares (Kutas, 1977; Jaupart *et al.*, 1981).

Estudando várias provincias geométricas, Pollack e Chapman (1977) concluíram que Q e Q_r estão relacionados por

$$Q_r = 0,6 Q,$$

isto é, 40% do fluxo de calor detectado à superfície terá a sua origem na camada de espessura D onde estão concentrados os elementos radioactivos; os restantes 60% serão provenientes de regiões profundas.

Conhecendo a localização dos dados de fluxo e tendo em conta as áreas das diferentes regiões é possível obter-se uma estimativa da energia geométrica perdida pela Terra.

A perda global de calor na Terra é de $4,2 \times 10^{13}$ W (Sclater *et al.*, 1981), sendo cerca de 30% deste valor ($1,26 \times 10^{13}$ W) obtido em continentes e 70% ($2,94 \times 10^{13}$ W) obtido em oceanos. No caso dos continentes já vimos que 40% do fluxo medido à superfície terá a sua origem na camada radioactiva perto da superfície terrestre.

Surge-nos, no entanto, um problema. O valor obtido é muito elevado. Quais são as fontes responsáveis por este fluxo? Atendendo à idade da Terra ($4,6 \times 10^9$ anos), como é possível que essas fontes se tenham mantido durante todo este tempo e ainda hoje estejam em actividade?

4. Fontes radioactivas

A radioactividade do manto é obtida a partir da abundância de urânio e tório nos meteoritos condriticos. Esta abundância é cerca de 12 ppb para o tório e 40 ppb para o urânio (*), obtendo-se um valor de $0,923 \times 10^{13}$ W para a produção de calor pelo urânio e tório.

A estimativa para a abundância de potássio na crosta e manto é de 151 ppm, obtendo-se uma produção de calor de $0,213 \times 10^{13}$ W pelo potássio.

A produção total pelos elementos radioactivos será então $1,14 \times 10^{13}$ W.

Como é feita esta distribuição pelos continentes e pelos oceanos?

Considera-se que a distribuição de potássio na Terra é uniforme, obtendo-se um valor de $0,13 \times 10^{13}$ W nos oceanos e de $0,09 \times 10^{13}$ W nos continentes.

Se subtrairmos o calor gerado pelo potássio ($0,13 \times 10^{13}$ W) da perda global por parte dos oceanos ($2,94 \times 10^{13}$ W) obteremos $2,81 \times 10^{13}$ W.

(*) 1 ppb = 1 parte por bilião.

Campanhas mundiais feitas para medir o hélio 4 nos oceanos mostraram que a quantidade deste elemento existente nos oceanos, proveniente do decaimento de elementos radioactivos, é apenas 5% do esperado; a taxa de energia correspondente ao decaimento do urânio e do tório será apenas $0,14 \times 10^{13}$ W (5% de $2,81 \times 10^{13}$ W).

A produção de calor por fontes não radioactivas nos oceanos será $2,67 \times 10^{13}$ W, sendo a produção por fontes radioactivas $0,28 \times 10^{13}$ W.

A produção de calor pelo urânio e tório nos continentes obtém-se subtraindo da produção total pelo urânio e tório ($0,923 \times 10^{13}$ W) a produção nos oceanos ($0,14 \times 10^{13}$ W), obtendo-se o valor $0,78 \times 10^{13}$ W. Somando a este valor a produção pelo potássio ($0,09 \times 10^{13}$ W) obteremos $0,87 \times 10^{13}$ W para o calor de origem radioactiva em continentes.

A produção de calor por fontes não radioactivas em continentes será então $0,39 \times 10^{13}$ W.

Na Tab. 1 mostram-se os valores obtidos nos oceanos e continentes.

Tab. 1 — Perda global de calor nos continentes e oceanos e principais fontes.

	Oceanos	Continentes
Total	$2,94 \times 10^{13}$ W (70%)	$1,26 \times 10^{13}$ W (30%)
Fontes radioactivas	$0,28 \times 10^{13}$ W (9%)	$0,87 \times 10^{13}$ W (69%)
Fontes não radioactivas	$2,67 \times 10^{13}$ W (91%)	$0,39 \times 10^{13}$ W (31%)

Como podemos verificar, os mecanismos de produção e transferência de energia térmica para o exterior são completamente diferentes nos oceanos e continentes. As fontes de calor existentes nos continentes são essencialmente (69%) de origem radioactiva enquanto nos oceanos as fontes de origem radioactiva só são responsáveis por 9% da energia libertada.

5. Fontes não radioactivas

Nos modelos mais recentes considera-se que o calor provenha do arrefecimento secular e da libertação de energia potencial gravítica pela absorção de FeO do manto no núcleo.

Esta reacção foi produzida em laboratório, a temperaturas e pressões da ordem de grandeza das da fronteira núcleo-manto.

À medida que o ferro fundido do núcleo extrai o FeO da perovskite do manto, o material residual menos denso, formado principalmente por óxidos de magnésio e sílica, junta-se em «bolsas» com dimensões suficientes para vencer a alta viscosidade do manto e subir em forma de plumas ou megalitos transferindo calor para regiões mais externas do manto e base da litosfera.

BIBLIOGRAFIA

- BENFIELD, A. E. — The terrestrial heat flow in Great Britain, *Proc. Roy. Soc., London, Ser A*, 173, 428-450 (1939).
- BULLARD, E. C. — Heatflow in South Africa, *Proc. Roy. Soc., London, Ser A*, 173, 474-502 (1939).
- HONDA, S. — Thermal structure beneath the Northeast Japan, *Tectonophysics*, 112, 69-102 (1985).
- HURTIG, E., CERMAK, V., HAENEL, R., ZUI, V. (Editores) — Geothermal Atlas of Europe. *Hermann Haack* (1992).
- JAUPART, C., SCLATER, J. G., SIMMONS, G. — Heat flow studies: constraints on the distribution of Uranium, Thorium and Potassium in the continental crust. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 52, 328-344 (1981).
- KUTAS, R. I. — Investigation of heat flow in the territory of the Ukraine. *Tectonophysics*, 103, 335-344 (1977).
- MACDONALD, K. C., BECKER, K., SPIESS, F. N., BALLARD, R. D. — Hydrothermal heat flux of the «Black Smoker» vents on the East Pacific Rise. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 48, 1-7 (1980).
- POLLACK, H. N., CHAPMAN, D. S. — On the regional variation of heat flow geotherms and the thickness of the lithosphere. *Tectonophysics*, 38, 279-296 (1977).
- POLYAK, B. G., SMIRNOV, Y. B. — Relationships between terrestrial heat flow and tectonics of continents. *Geotectonics*, 4, 205-213 (1968).
- REVELLE, R., MAXWELL, A. E. — Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean. *Nature*, 170, 199-200 (1952).
- ROY, R. F., BLACKWELL, D. D., BIRCH, F. — Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 1-12 (1968).
- SCLATER, J. G., PARSONS, B., JAUPART, C. — Oceans and continents: similarities and differences in the mechanisms of heat loss. *J. Geophys. Res.*, 86, 11535-11552 (1981).
- UYEDA, S. — Implications. Geodynamics. IN: R. Haenel, L. Rybach, and L. Stegena (editores). *Handbook of Terrestrial Heat Flow Density Determination*, 317-351. Kluwer (1988).
- VACQUIER, V. — The origin of terrestrial heat flow. *Geophys. J. Int.*, 106, 199-202 (1991).
- VACQUIER, V. — Corrigendum to «Origin of terrestrial heat flow». *Geophys. J. Int.*, 111, 637-638 (1992).
- VITORELLO, I., POLLACK, H. N. — Continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, 85, 983-995 (1980).