

## Геотермично поле в България

Т. Велинов

Предприятие за геофизични проучвания и геолошко картиране, 1505 София

*T. Velinov — Geothermal field in Bulgaria.* The geothermal field in Bulgaria is studied on the basis of temperature measurements in deep prospecting boreholes. The investigations were carried out in stationary thermal regime. Results of mass laboratory determinations of heat conductivity parameters in samples from sedimentary rocks in North Bulgaria are presented for the first time. 127 values of the conductive heat flow are computed — 51 from the area of the Moesian platform and 76 — from other parts of the country. Variation intervals of the heat flow are given for the studied geostructural regions. An attempt is made to analyze the heat flow on the territory of the whole country and to interpret from geological point of view the thermal field.

Развитието и интензивността на геоложките процеси в земната кора и планетата като цяло зависят от енергетичния режим в нейните недра. Съвременното топлинно поле е свързано основно с радиоактивното разпадане в кората и процесите, протичащи в горната мантия. Най-пълна информация за топлинния режим на Земята дава топлинният поток. Чрез него се изучава произходът на дълбочинната топлинна енергия, топлинната еволюция на Земята, посоката и интензивността на геоложките процеси, съпроводени с поглъщане и отделяне на топлина, и др.

Топлинният поток се изчислява по формулата

$$(1) \quad q = \lambda \cdot G,$$

като геотермичният градиент ( $G$ ) и коефициентът на топлопроводност ( $\lambda$ ) са определени за един и същи дълбочинен интервал. При това се предполага че топлинният поток има дълбочинен произход, не се изменя с дълбочината и земната кора се състои от плоскопаралелни пластове, които се пресичат от вертикален сондаж.

Стойностите на топлинния поток би трябвало да се коригират за наклон на сондажа, климат, релеф и др. В настоящата работа подобни корекции не са правени поради това, че факторите действат разнопосочно и поради предварителния характер на картата.

В нашата страна за първи път са определени масово стойности на кондуктивния топлинен поток в ПГП и ГК от автора. Използвана е (1) при самостоятелно определяне на  $\lambda$  и  $G$ . Авторът не е изследвал областите с конвективно топлопренасяне, т. е. в които топлината се изнася от движещи се термални води. В отделни райони на страната със „смутено“ топлинно поле

(Добруджа, Ерма, Кожух) са определени стойностите на топлинния поток от Петров и др. (1983). Конвективната съставляваща на топлинното поле е изследвана в различни хидротермални находища от Щерев (1969, 1972).

## Коефициент на топлопроводност ( $\lambda$ )

Коефициентът на топлопроводност е измерен с помощта на „топлинен компаратор“, разработен от Калинин (1976, 1982) от Сибирския научно-изследователски институт по метрология. Изследванията са извършени от група по геотермия в ПГП и ГК с участието на к.т.н. Л. С. Соколова, сътрудник на СО АН СССР, Новосибирск.

Измерването на  $\lambda$  се извършва по принципа на двуточково топлинно сондиране на повърхността на изследвания образец с два термозонда, които са снабдени с конусообразни крайници с плоски основи. Крайниците са направени от материал с висока топлопроводност. Между горните краища на термозонда с помощта на термоелектрическа батерия се създава постоянна температурна разлика (около 40°C). Диференциалната термодвойка регистрира разликата в температурите на долните краища на термозонда, които са в контакт с повърхността на образца при квазистационарен топлинен режим.

Измерени са общо 470 скални образца от 72 сондажа от Северозападна, Централна и Североизточна България. Определенията обхващат различни литоложки разновидности: пясъчници, алевролити, мергели, аргилити, варовици, глинести варовици, доломити, анхидрити и единични измервания на трахиандезити, андезитобазалти, пирокластити, туфи и брекчи. Измерванията са направени върху въздушно сухи образци при стайна температура. В резултат на статистически анализ на получените данни за  $\lambda$  могат да бъдат направени следните изводи:

### а) пясъчници

Измерени са 58 образца, коефициентът на топлопроводност на които се изменя в широк диапазон — от 0,7 до 5,4  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ . В интервала от 2,0 до 4,0 попадат 70% от стойностите. Най-често срещаната стойност е в интервала 2,0—2,7  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ .

### б) алевролити

Измерени са 39 образца. Стойностите на  $\lambda$  се изменят от 1,5 до 3,8  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ . Най-често срещаната стойност е в интервала 2,0—2,35  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ .

### в) мергели

Общият брой на измерените образци е 31. Стойностите на  $\lambda$  попадат в интервала 0,7—2,7  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ . Най-често срещаната стойност е в инт. 1,7—2,0  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ .

### г) аргилити

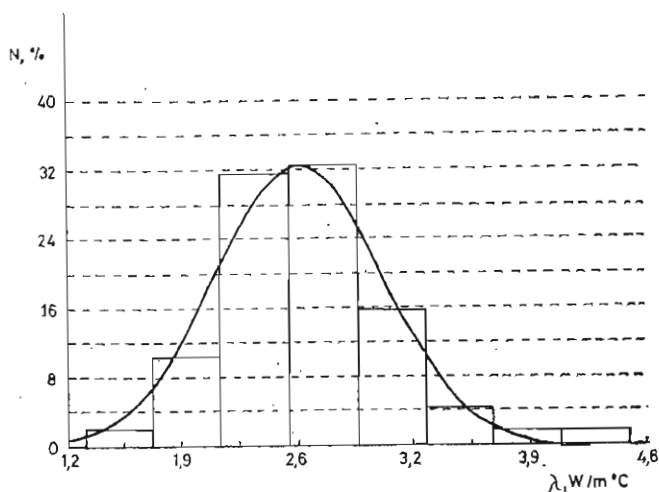
Изследвани са 20 образца. За тях коефициентът на топлопроводност се изменя в диапазона от 1,1 до 2,5  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ . Най-често срещаната стой-

ност е вероятно в интервала 1,8—2,4. Броят на измерванията е недостатъчен за увереното му определяне.

Мергелите и аргилитите се характеризират с по-ниски стойности на  $\lambda$  в сравнение с алевролитите и пясъчниците. Най-голям диапазон на изменение на  $\lambda$  имат пясъчниците поради наличието на кварц в някои от образците.

#### д) варовици (фиг. 1)

Изследвани са 186 образца. Коэффициентът на топлопроводност се изменя от 1,3 до 4,5  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ . В интервала 2,0—2,9  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$  са 75% от стойностите. Най-често срещаната стойност съвпада със средноаритметичната — 2,56  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ .



Фиг. 1. Хистограма и крива на нормалното разпределение на  $\lambda$ ,  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$  за варовици от района на Северна България

#### е) доломити

Изследвани са 32 образца, като изменението на коефициента на топлопроводност е в интервала 2,2—4,8  $W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ . Големият диапазон на неговото изменение е свързан с наличието на анхидрит в някои образци, който съществено повишава топлопроводността им.

В табл. 1 са нанесени стойностите на коефициента на топлопроводност за образци от една и съща литоложка разновидност, взети от различни стратиграфски хоризонти. Резултатите показват, че при пясъчници и алевролити най-високи са стойностите на  $\lambda$  за палеозойските образци и постепенно намаляват, като достигат най-ниски такива в неогена. При мергелите и аргилитите неговото изменение с възрастта е по-слабо в сравнение с пясъчниците и алевролитите. При карбонатните скали също има изменение на  $\lambda$  в зависимост от възрастта на отложенията, но то е незначително в сравнение с теригенните скали поради по-малката промяна в плътността на карбонатите.

Таблица 1

Коефициент на топлопроводност ( $\lambda_{ср}$ ) на литоложките разновидности в стратиграфските хоризонти на Северна България

Литоложки разновидности	Общ брой		Брой на образ.		Брой на образ.		Брой на образ.		Брой на образ.		Брой на образ.		Брой на образ.		Брой на образ.		Брой на образ.	
	D		C		P		T		J <sub>1-4</sub>		J <sub>5</sub> K <sub>1</sub>		K <sub>1</sub>		K <sub>2</sub>		N <sub>1</sub> P <sub>g</sub>	
Пясъчници	49	4,9	2	3,1	1	3,2	4	2,4	11	3,1	10	3,0	3	2,6	13	1,6	2	1,3
Алевролити	42	3,8	2	—	—	2,4	1	2,3	13	2,5	17	1,9	1	2,1	5	1,6	2	1,5
Мергели	33	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	1	2,1	1	1,8	24	2,1	4	1,2
Аргилити	18	2,2	2	2,3	1	2,2	1	2,1	7	1,9	7	—	—	—	—	—	—	—
Варовици	186	3,1	31	—	—	2,7	1	2,5	49	2,3	25	2,4	50	2,5	14	2,4	15	2,5
Гл. варовици	20	—	—	—	—	—	—	2,3	5	2,4	3	2,2	5	2,2	2	3,2	5	—
Доломити	25	3,9	8	—	—	—	—	3,2	15	—	—	3,0	2	—	—	—	—	—
Анхидрити, Доломити с анхидрит	12	4,2	6	—	—	—	—	4,6	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Брекча	8	—	—	—	—	3,3	5	2,9	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Забелжка: В таблицата не са посочени единични стойности на  $\lambda$ , получени за други литоложки разновидности: трахиандезити, андезитобазалти, трахибазалти, туфи, пирокластити и др.

## Геотермичен градиент ( $\Gamma$ )

За определяне на  $\Gamma$  в Северна България са използвани температурни криви, записани в сондажи със стационарен топлинен режим, т. е. когато температурата на разтвора е изравнена с температурата на пластовете на всички дълбочини. Използват се електрически термометри ТЭГ-2 и ТЭГ-62. С тях се извършват непрекъснати записи на температурата при спускане на приборите в сондажите. Изчисляването на  $\Gamma$  се извършва въз основа на отчетените температури от геотермограмите по формулата

$$(2) \quad \Gamma = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1}$$

Върху всяка температурна крива се отделят праволинейни участъци и се изчисляват средните стойности на  $\Gamma$  в тях. При наличие на данни за  $\lambda$  във всеки от участъците се изчислява стойността на топлинния поток по (1). За коефициента на топлопроводност се взема средната стойност за всеки участък. Получават се съответните стойности на потока  $q_1, q_2, \dots, q_n$ , където  $n$  е броят на праволинейните участъци. Стойността на топлинния поток в сондажа се изчислява като средно тегловна.

$$(3) \quad q_{ср. \Gamma} = \frac{q_1 h_1 + q_2 h_2 + \dots + q_n h_n}{\sum_{i=1}^n h_i}$$

където  $q_1, q_2, \dots, q_n$  са стойностите на топлинния поток съответно в интервалите  $h_1, h_2, \dots, h_n$ .

При възможност точно да се отчете и литологията на разреза се изчисляват и среднетегловните стойности на  $\lambda$  вместо средноаритметичните. В случаите, когато изменението на  $\Gamma$  в разреза не е свързано с определена закономерност, се изчисляват средните аритметични стойности за  $\Gamma$  и  $\lambda$  за целия сондаж. Тогава  $q_{ср} = \Gamma_{ср} \cdot \lambda_{ср}$ .

На базата на разгледаната методика са определени стойностите на топлинния поток в 54 сондажа в Северна България, от които има отбрани скални образци за изследване на  $\lambda$ . В 13 сондажа от този район нямаше ядров материал. За тях бяха използвани средните стойности на коефициента на топлопроводност, получени при статистическата обработка на данните за отделните литоложки разновидности.

В района на Южна България  $\Gamma$  се определя от геотермограмите, а за  $\lambda$  на магматичните и метаморфни скали са използвани средни стойности от сборни таблици, включващи данни на много съветски автори, обединени от С м ъ с л о в и др. (1979). За сондажите от района на Централни Родопи са взети данни от измерените коефициенти на топлопроводност на мрамори и гнайси в Геоложкия институт при БАН (секция „Хидрогеология“).

Използването на таблични стойности на коефициента на топлопроводност безспорно увеличава грешката при изчисляването на топлинния поток. Не се отчита изменението на  $\lambda$ , свързано с влиянието на включенията и промяната на скалите, предизвикана от вторичната тектонска обработка. Поради това, че в най-горните хоризонти има климатично влияние и движение на подземни води, геотермичните градиенти в Южна България са изчислявани за интервали под 200 m.

## Повърхнинна плътност на топлинния поток

За територията на страната бяха изчислени стойности на топлинния поток в 127 точки. От тях 51 са в района на Мизийската плоча и Предбалкана, а 76 — в останалата част на страната. Точките на опробване са неравномерно разположени върху територията на страната. Не са изучени районите на Северобългарското издигане, Западен и Източен Балкан, Западни Родопи и Краищидите. Най-голяма гъстота на точки има в районите на Западен Предбалкан, по Струмския разлом, Централни Родопи и Бургаската падина.

В района на Мизийската плоча и Предбалкана топлинният поток е определен основно в интервала 1500—3500 m. В останалата част на страната около 40% от стойностите са изчислени в интервал 300—500 и 300—600 m, като в 7 сондажа от Южна България потокът е определен в по-големи интервали 300—1000 и 300—1100 m.

Стойностите на топлинния поток в България се изменят в голям диапазон — от 41 m W.m<sup>-2</sup> в Копринка до 186 m W.m<sup>-2</sup> в Ерма река. Най-често срещаната стойност е в интервала 50—60 m W.m<sup>-2</sup>. От анализа на картата (фиг. 2) могат да се направят някои изводи.

В района на Мизийската плоча се наблюдава постепенно намаляване на стойностите на потока от запад на изток, като изменението им е малко — 1,5 пъти. Стойността на топлинния поток и разпределението му характеризират топлинен режим на платформена структура. Топлинното поле е изучено на базата на 26 стойности на потока, неравномерно разпределени върху площта. Средната стойност на потока в района на Мизийската плоча е  $59 \pm 6,0$  mW.m<sup>-2</sup>. Най-високите стойности са разположени в областта на Ломската депресия — над 60 mW.m<sup>-2</sup>. Това е свързано с мощния слой (до 7 km) седиментни отложения с понижена топлопроводност, които се явяват акумулатори на топлина. С издигането на фундамента от запад на изток и намаляване на мощността на седиментната покривка, се наблюдава и намаление на стойността на потока. В областта на Плевенското издигане се оформя зона със стойности над 50 mW.m<sup>-2</sup>. Районът на Северобългарското издигане не е изучен поради наличие на инфилтрация на студени води, което затруднява

определянето на кондуктивния топлинен поток в интервала на изследване. Получени са единични стойности на  $\lambda$  — Черешово ( $45 \text{ mW.m}^{-2}$ ) и Дулово ( $68 \text{ mW.m}^{-2}$ ). Районът на Добруджанския басейн се характеризира със стойности на потока между 50 и  $60 \text{ mW.m}^{-2}$ . Като потвърждение на получените резултати в Мизийската плоча са стойностите на потока на север от Ломската депресия в румънската част на Мизийската платформа — 78 и  $59 \text{ mW.m}^{-2}$  около Крайова (Veliciu, Demetrescu, 1979).

Областта на Предбалкана е изучена по 24 пункта, стойностите на  $\lambda$  в които се изменят в диапазона от 53 до  $72 \text{ mW.m}^{-2}$ , със средна стойност  $62 \pm 4,5 \text{ mW.m}^{-2}$ . За разлика от Мизийската плоча Предбалканът изцяло е представен от стойности, по-високи от  $60 \text{ mW.m}^{-2}$ .

Старопланинската тектонска зона не е изучена. В западната част е получена само една стойност —  $50 \text{ mW.m}^{-2}$  (Елаците). Полето на топлинния поток на юг от Стара планина се определя основно от младоалпийски нагъвателни процеси, с които са свързани и обширните горнопалеогенски и неогенкватернерни депресии.

Известно е, че в подвижните пояси на земната кора има рязко хетерогенно топлинно поле. Плътноста на топлинния поток и геотермичният градиент зависят от времето на проява на последната фаза на нагъване. Причината за високите топлинни потоци в тектонски активните области е конвективното пренасяне на топлина от магма, нагрети газове и термални води. Съществени фактори са силното разломяване и потъване със седиментация в следпалеогенско време. Създават се условия за изнасяне на топлина по разломите и еволюционното ѝ натрупване в слаболитифицираните покриващи отложения. В някои области се образуват обширни депресии, върху стари негативни структури (Източнородопската, Доспатската и др.), които се запълват с мощна пресноводна моласова седиментация, придружена с комплексен магматизъм.

Топлинното поле в Западни Родопи е слабо изучено. Получени са аномални стойности на потока (над  $80\text{--}100 \text{ mW.m}^{-2}$  в райони с термални води (Якоруда, Велинград, Разлог). Според Бончев (1983) последното активизиране на областта е свързано с каледонохерцинската нагъвателна фаза, а през горноалпийско време върху снагата и фланговете на Западнородопския блок се образуват редица грабенови структури (Брацигово-Доспатското понижение, Местенски, Разложки, Ораново-Симитлийски, Джермански, Говедарски и Струмски). В някои от тях, в които има измервания на потока, се наблюдават аномално високи стойности — Якоруда, Местенски грабен, Джермански и Струмски грабени.

С високи стойности на потока ( $60\text{--}80 \text{ mW.m}^{-2}$ ) се отделя областта на полиметалдни рудни месторождения в Централни и Източни Родопи. В тях са изчислени стойности на потока в 14 точки. Вероятно високите стойности в Асеновград ( $71 \text{ mW.m}^{-2}$ ) и Храбрино ( $73 \text{ mW.m}^{-2}$ ) са свързани със загряване от термоминерални води, намиращи се под интервала, в който е изчислен кондуктивният поток. Оловно-цинковото орудяване е проявено през късноалпийската тектономагматична активизация. То е определило и металогенния облик на Родопската зона, както и на полето на топлинния поток. В южните части на Централни Родопи, в района на Ерморечието (Маданско рудно поле) е установено наличие на високи хидротермални аномалии, при които на дълбочина 1500 m са измерени температури до  $130 \text{ }^\circ\text{C}$  (Нецов и др., 1983). В заключение може да се обобщи, че наличието на младоалпийска активизация (олигоценска магматична дейност, свързана с внедряване на интрузии, дайки, субвулкански тела и миоценски вулканизъм)

са причина за високите топлинни потоци в района на Централни Родопи, предизвикани от интензивен топлемасопренос.

Средногорската тектонска зона е изучена по 37 стойности на потока, със средна стойност  $54 \pm 5,6 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ . В източната ѝ част се оформя топлинна аномалия, обединяваща стойности на потока над  $80 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ . Тя е свързана с влиянието на топли води, намиращи се под интервала за изчисляване на потока. Хидротермална е и природата на топлинната аномалия в Софийската депресия (стойности на потока над  $100 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ). С ниски значения на потока се оформя областта на Шейновски и Казанлъшки грабени — под  $50 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ . Причината за това понижение не е изяснена в настоящия етап на изследване. Според Бончев (1983), Средногорската тектонска зона на Балканския полуостров представлява сложна рифтова структура. Тя е разсечена от надлъжни разломи, по които нееднократно са се образували грабени, запълнени с горнокредни, палеогенски и неогенски скали. В края на горна креда повечето надлъжни разломи стават проводници на базични и среднокисели магми. Определени са две по-късни фази на рифтообразуване — в късен палеоген и в неогена. Средногорието и в сегашно време е активен сеизмичен район. Измерените стойности на топлинния поток са по-ниски от измерените в други подобни геоложки райони. Вероятно те са повлияни от интензивното потъване на района на Тракийската депресия, както и от натрупване на плиоцен-кватернерни акумулации. Нестационарността на полето в тектонски активните пояси е една от причините за намаляване стойностите на потока.

В процеса на седиментация се отнема част от дълбочинната топлина за загряване на отложенията. Поради това с увеличаване на дълбочината ще расте и топлинният поток. Сондажите обаче в които е изчислен потокът в този район, са плитки — най-често до 500 m. Стойността на потока, изменен в резултат на седиментацията, зависи от много фактори — скорост на процеса, продължителност, топлинни свойства на средата и др. След завършване на седиментацията са необходими десетки, а в някои случаи и стотици милиони години за достигане на стационарно топлинно поле. В глобален аспект влиянието на разглежданите фактори е малко, поради неголемите скорости на седиментация и ерозия. В регионален аспект обаче те са едни от най-мощните фактори за преобразуване на топлинното поле на литосферата. При еднакви други условия процесите на потъване и седиментация предизвикват по-големи нарушения на топлинното поле в сравнение с процесите на ерозия и издигане. В Тракийската депресия на фона на топлинното поле със стойности под  $60 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$  се отделя по-високата стойност в Димитровград ( $68 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ ), свързана с хидротермален ефект.

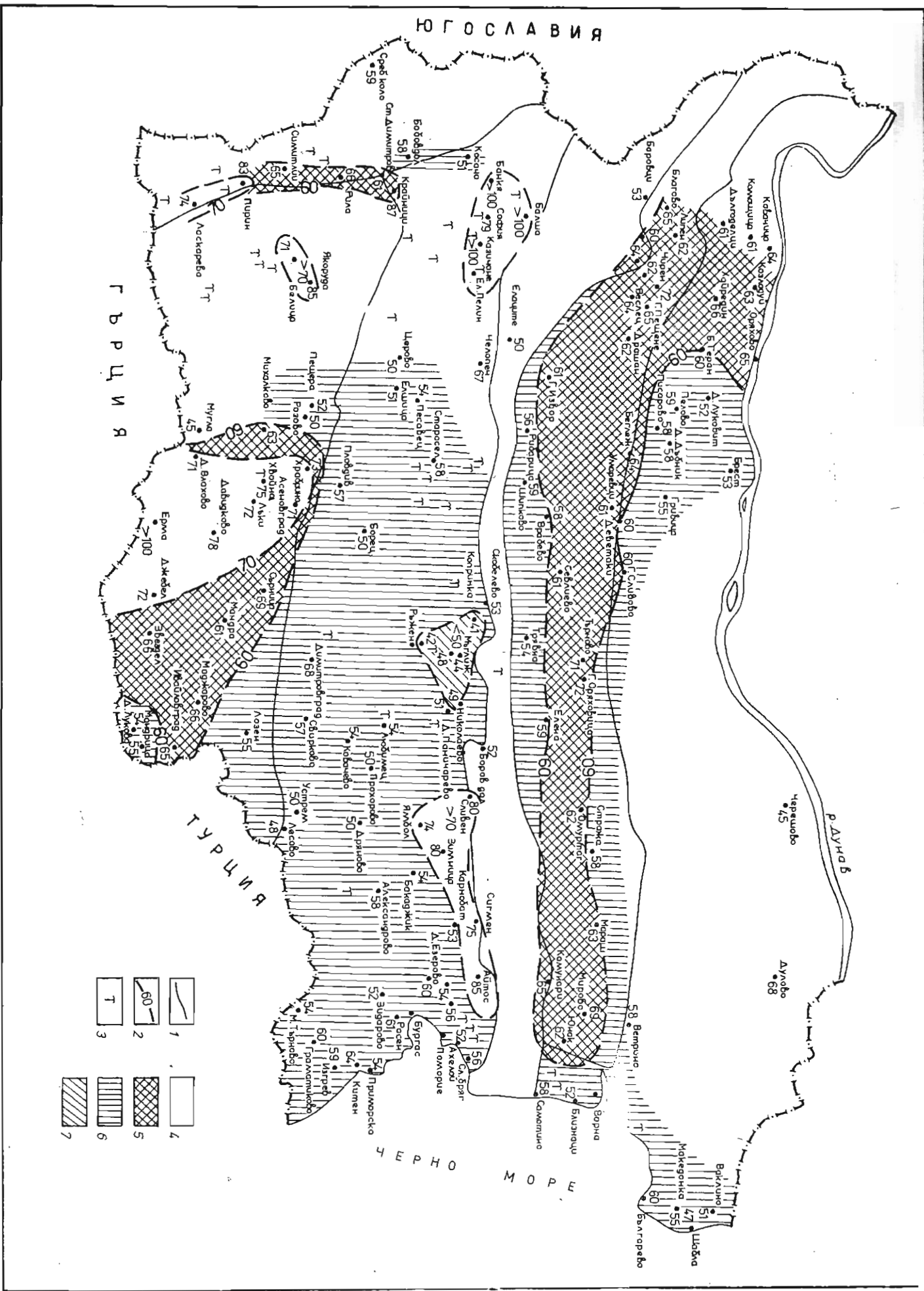
По-детайлна интерпретация на топлинното поле на България на този етап на изследване не е възможна поради недостатъчния брой и неравномерно разпределение на проучвателните сондажи, както и поради различните условия на измерване на температурите в районите на Северна и Южна България. Независимо от това картата на потока може да се използва от широк кръг геолози и геофизици както при изучаване на геоложкия строеж на страната, така и при търсене на полезни изкопаеми.

## Л и т е р а т у р а

1. Бончев, Е. 1983. Средногорская структурная зона. — В: *Марицкий шов и блоковое строение Болгарского Средногорья*. С., БАН, 3—6.
2. Калинин, А. Н. 1976. Об определении коэффициента теплопроводности двухточечным зондированием поверхности образца. — *Инженерно-физический журнал*, 4, 693—699.
3. Калинин, А. Н. 1982. Прибор с прямым отсчетом коэффициента теплопроводности твердых тел произвольной формы. — *Промышленная теплотехника*, 1, 68—72.
4. Смыслов, А. А., У. И. Моисеенко, Т. З. Чадович, 1979. *Тепловой режим и радиоактивность Земли*. Недра, 95—100.
5. Нецов, К., Г. Русев, Ж. Милев. 1983. Геологическое строение и минерализация Родопского массива. — В: *Марицкий шов и блоковое строение Болгарского Средногорья*. С., БАН, 15—20.
6. Петров, П., Ст. Гашаров, Ил. Ращанов, Л. Пейчева, М. Чаталова. 1983. Теплофизические свойства на скалите и топлинный поток в Добруджанския възлищен басейн. — *Бълг. геофиз. сп.*, 9, 3, 115—119.
7. Щерев, К. 1969. Регионална оценка-баланс на естествените ресурси от азотни термални води от силикатен тип в България. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 30, 2, 187—200.
8. Штерев, К. 1972. О пространственном положении, эволюции и ресурсах термальных вод в мобильных силикатных массивах. — *Доклады БАН*, 25, 11, 1555—1558.
9. Veliciu, S., C. Demetrescu. 1979. Heat Flow in Romania and Some Relations to Geological and Geophysical Features. — In: *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Ed. V. Cermak., Rybach. L., Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York, 253—260.

(Постъпила на 14. XI. 1984 г.)





Фиг. 2. Карта на топлинния поток в България  
 1 — равнина на геоструктурна област; 2 — изолиния на (м.в.м.-3); 3 — термоминерален извор; Области със стойности на топлинния поток в м.в.м.-2; 4 — над 70; 5 — 70—60; 6 — 60—50; 7 — 50—40

Т. Волинков. Геотермичното поле в България  
 Изв. на Вълчанското геологическо Д-но, кн. 1