

原地重熔及其地质效应^{*}

陈国能, 张珂, 邵荣松, 李榴芬, 林小明
(中山大学地球科学系, 广东 广州 510275)

摘 要: 传统岩浆侵入模型已无法容纳与花岗岩有关的各种地质、地球化学资料. 与侵入模型不同, 近年提出的原地重熔说视上陆壳为封闭系统而不是开放系统. 该假说认为, 花岗岩的形成实质是系统内部的物质随着熵的变化而从有序 (原始岩石) 到无序 (熔浆), 再到新的有序 (花岗岩) 的过程. 文章着重介绍原地重熔的基本原理及重熔过程引起的部分地质效应, 包括岩基的空间、岩基的大小与形态、捕掳体和暗色包体、岩体与围岩的“侵入接触”关系、“花岗岩背斜”以及花岗岩内的流动构造等.

关键词: 花岗岩; 原地重熔; 熔渣与熔浆; 重熔界面

中图分类号: P581 **文献标识码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2001) 03-0095-05

现代花岗岩成因争论的焦点在于岩浆花岗岩^[1-3]. 传统的岩浆侵入模型将花岗岩的形成分为岩浆生成 (generation)、上升 (ascent) 和定位 (emplacement) 三个阶段, 三者发生于不同深度^[4,5]. 与前两个阶段相应的岩浆“源区”和“通道”的不可观测性, 要求该模型必须对第三阶段、亦即“岩浆定位”过程产生的各种地质现象作出合乎逻辑的统一解释. 否则, 模型不成立^[6].

与岩基有关的基本地质现象有两类: ①花岗岩穿插切割先存的岩石地层; ②岩基在地壳中占据巨大空间. 后者蕴含的问题是: 如果岩基是外来体, 原来占据岩基位置的成千上万立方公里的原始岩石去了何方? 最早可能由 Keihau 提出的这一花岗岩“空间问题 (room problem)”^[5,7] 得不到解决, 侵入模型就不可能成立. 这就是岩浆论者为何一直要寻找花岗岩“定位机制”的原因. 遗憾的是, 迄今为止的各种“定位模式”^[5,8,9], 尚无一个可视为岩基定位的一般性理论^[6].

定位机制研究上的困境, 促使部分学者试图绕过岩基的“空间”障碍, 直接根据花岗岩的物质组成, 尤其是同位素组成, 探索岩浆来源^[3,10,11]. 由此认识到的花岗岩“源区”有^[8-13]: ①地幔 (分异说), ②俯冲的洋壳 (衍生说), ③下陆壳 (同熔说), ④中陆壳或上陆壳底部 (深熔说). 暂且假定这些认识都是对的, 随之而来的是: 来自深部的这些岩浆如何在地壳

浅部获得空间? 问题又回到了起点!

对侵入说的质疑最终导致“原地重熔说”的产生^[6,12]. 该假说不但合理解释了岩基的空间问题, 而且使与花岗岩有关的各种地质、地球化学资料显得甚为协调与和谐^[12]. 因限于篇幅, 在此着重讨论原地重熔的基本原理及重熔过程引起的地质效应.

1 原地重熔的基本原理

原地重熔说的建立是基于最近 30 年来如下方面的研究进展:

(1) 岩石熔化实验: 证实在有水条件下, 硅铝质岩石一般在 650 °C 左右开始熔融, 最初熔出的是长英质组分, 铁镁组分则在残余相中相对富集; 岩石的熔化区间一般在 100 °C 左右^[13-15].

(2) 大陆超深钻: 证实陆壳的含水量在 4 km 深度以下不是减少而是增多^[16]. 换言之, 只要地壳温度升至硅铝质岩石的初熔温度, 上陆壳有足够的水保证岩石的熔融.

(3) 地温场研究: 现代地热田地温梯度、大地热流测量^[17,18] 及变质带和花岗岩形成的 $P-T$ 条件等方面的研究^[12,19,20], 均证实地壳的温度状态不论在时间上抑或空间上都是可变的^[6].

上述三方面成果意味着, 如果地温升高并在上陆壳某一深度 (如图 1A 中的 H_1 处) 达到岩石的初熔温度, 该处的硅铝质岩石应开始熔融. 事实上, 有关泥砂质岩类转变为混合岩和分离出

* 基金项目: 国家重大基础研究资助项目 (G1999043200); 国家自然科学基金资助项目 (49871013)

收稿日期: 2000-10-20; 作者简介: 陈国能 (1952—), 男, 教授.

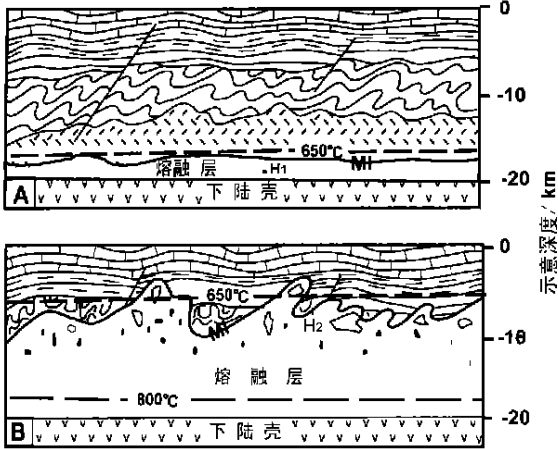


图 1 原地重熔的地质模型 (剖面)

Fig. 1 Geological model of in-situ melting

花岗岩浆的实验与研究已有众多报道^[21]。由于熔出物的数量与温度有关,故只要系统的温度继续升高, H₁ 处岩石的熔化程度必逐渐增加。相应地, 熔区的上界面 (简称重熔界面, 用 MI 表示) 应随着等温面的上升而上升, 虽然两者不一定同步。一旦 H₂ 处发生熔融, 其下的岩石应大部甚至全部熔化, 此为地温向下递增且硅铝质岩石的熔化区间一般较窄之故^[14] (图 1B)。

在盖层的强大压力下, 压力差必导致熔出物向上挤入未熔岩石的裂隙中, 使裂隙扩大并进一步形成网络 (照片 1), 原本连续的岩石地层因而被分裂成众多不连续的岩块; 岩块的产生又导致未熔岩石的受热面积增大, 加速岩石的熔融或重熔。另一方面, 岩块间的结合力也因裂隙表面熔化而减弱, 最终导致岩块从其母体脱落, 如照片 2 所示 (注意岩块周围的流动构造)。

脱落的岩块重力作用下向岩浆体下方运移, 并随着温度向下递增而逐渐熔化。前已述及, 岩石熔化首先析出长英质组分^[13~19], 故大部分的

铁镁组分将被熔渣带向岩浆体下方, 从而造成熔融系统内部的物质分异^[13]。

从上可见, 目前颇为流行的深熔说与原地重熔说的根本区别是: 前者认为熔区是不变的, 是熔浆离开熔区向上运移。原地重熔说则认为, 不是熔浆离开熔区 (即使有, 也只是很少一部分), 而是熔区的上界面 (重熔界面) 随着等温面的升高而向上移动, 即熔融层厚度增大。熔浆贯入裂隙而导致岩块产生、并最终导致岩块脱离母体, 是重熔界面向上移动的重要方式。而熔渣向下运动则是固、熔分离, 以及原地重熔能够产生花岗岩质岩浆的主要原因^[13]。

2 原地重熔的地质效应

陆壳内部岩石的原地熔融或重熔产生了各种各样的地质效应, 本文着重讨论其内两种: 一是熔融系统内部物质运动引起的效应, 包括捕掳体和暗色包体、以及花岗岩中的各种流动构造等; 二是重熔界面的形态与升降引起的几何学或动力学效应, 包括岩基的大小与形态、岩体与围岩的“侵入接触”关系、“花岗岩背斜”的形成等。

2.1 捕掳体与暗色包体

在侵入说的框架中, 暗色包体通常被归因于不同岩浆混合所致或来自深部源区^[21]。从前面的讨论可见, 捕掳体和包体应是落入熔浆中的岩块发展至不同阶段的产物。前者代表了在熔浆结晶时未能下降到改变其原有面貌 (矿物组成和结构构造) 温度区的岩块; 后者则为岩块部分熔融后的残余熔渣^[21]。照片 3 中的包体见于深圳王母岩体, 其外圈为花岗闪长质, 具明显的火成结构; 中心残留部分则为变沉积岩。这一现象说明, 花岗岩中的暗色包体, 至少是其中相当一部分, 确实是原始岩石部分熔融后的富铁镁残余物 (照片 3)。

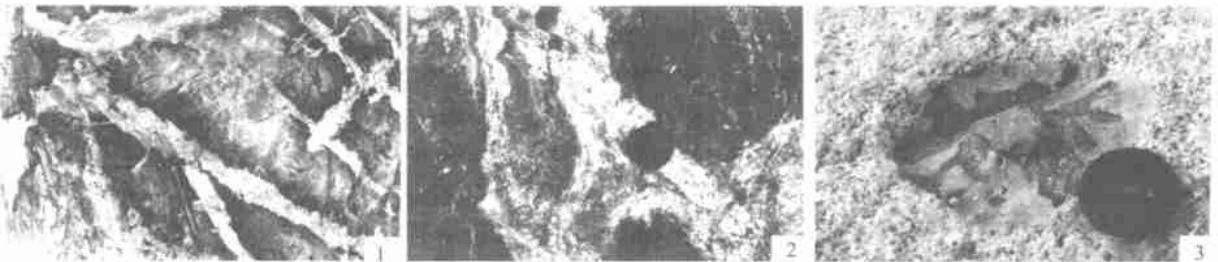


Photo1 Granite dikes, recording the melts squeezing into the fissures of protolith during the meltine (Beishan, Guangzhou);

Photo2 Showing that the rock blocks were moving downward in melts during the melting (Luogang massif, GD);

Photo3 An enclave with granodiorite as its outer ring and metapelite as its center,

verifying that the enclave is the residuum of partially melting protolith (Wangmu massif, GD)

由于熔融系统的温度随深度的增加而增加，故熔渣下沉过程中将不断熔化，一旦到达其终熔温度（深度）区，熔渣将全部消失。因此：

(1) 捕掳体和暗色包体多分布于岩体顶部和边缘，由此证实岩块确实来自岩浆体上覆盖层。

(2) 大岩基少见暗色包体，此为大岩基的剥蚀深度已超过一般熔渣的终熔深度之故。

熔渣发展的不同阶段具有不同特征，故据暗色包体的外形、结构及物质组成，可以大致判别熔渣的熔融程度及其所处的演化阶段。有关这一部分的内容，详见文献 [22]。

2.2 岩体与围岩的接触关系

一般认为只有与围岩呈过渡关系的花岗岩，才有可能是陆壳岩石原地改造而成。事实上，岩石的原地熔融或重熔，同样可以产生各种各样的“侵入接触”关系。

岩石熔化实验证明，不同岩石具有不同的初熔温度和熔化区间^[14]。这就是说，在同样 $P-T$ 条件下，有些岩石可能不熔，而另一些则可能部分甚至全部熔融。图 2A 是假设在熔融事件之前，地壳某一区段的岩石分布及各类岩石的初熔温度。图 2B 则是地壳温度升高时可能出现的熔融情况，由此不难理解花岗岩与围岩之间各种“侵入接触”关系的原因。

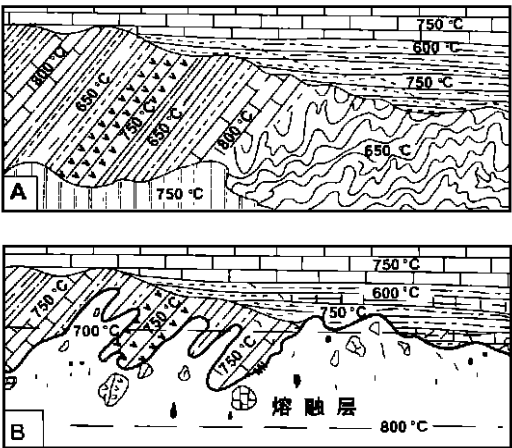


图2 重熔界面形态与原始岩石初熔温度的关系
(图内数字为假定的岩石初熔温度)

Fig 2 Relationship between the shape of MI and the incipient melting temperature of protoliths

显然，如果在熔浆固结前发生区域性的构造变形，重熔界面必会随着上覆盖层的弯曲而弯曲，从而使花岗岩与其围岩接触关系变得更为复杂。

2.3 花岗岩背斜

“花岗岩背斜”是指花岗岩产于背斜或穹隆的轴部，形成以岩体为核心的背斜或穹隆构造，此为岩体产出的常见形式^[12, 23]。图 3 是湘中地区地质略图，可见该区绝大部分的花岗岩体均产于背斜或穹隆的核部。

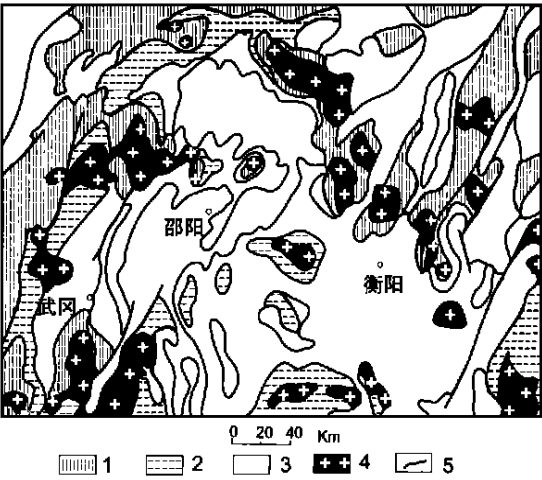


图3 示湘中地区花岗岩与背斜的关系

Fig 3 Relationship between granite and anticline in central Hunan

1 前古生界；2 下古生界；3 上古生界—新生界；
4 花岗岩；5 断裂

在断裂较发育的地区，如华南沿海，由于断裂后期活动对岩体形态的破坏，使人们很容易产生“断裂控制花岗岩”的认识。事实上，该区很多岩体与背斜构造有明确的对应关系，如福建武平岩体、姑田岩体、广东莲花山岩体等^[12]。

前面提到的“重熔界面”，可视为熔融过程中壳内的固、熔二相界面。如果地壳是均质体，重熔界面应与某等温面一致。原始岩石物理性质的差异导致重熔界面波动起伏，从而造成上覆盖层施加在熔融层上的直压力在横向上的不均匀，即界面的凸起部位为相对的低压区（图 4A）。另一方面，壳内熔融层增厚意味着固体地壳减薄，未熔的岩石也因温度升高而塑性增强，由此造成地壳抵抗侧压力的能力降低。一旦地壳发生压缩性变形，熔浆在侧压力的作用下必流向低压区（重熔界面凸起区），从而迫使这些部位上覆的地层向上隆起成背斜，剥蚀后即为我们所见的花岗岩背斜或穹隆（图 4B）。可见，“岩体”只是重熔界面的凸起部位，“岩基”、“岩株”、“岩脉”以及“隐伏岩体”等，反映的是重熔界面与剥蚀面的几何关系，与“岩浆侵入量”无关。

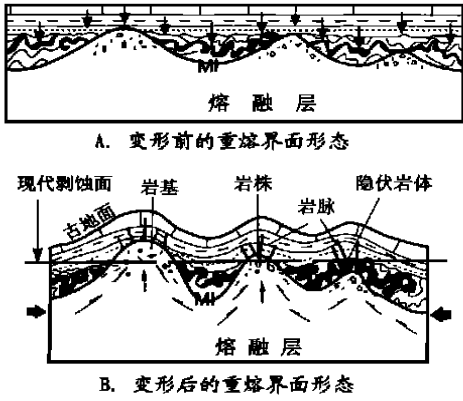


图 4 花岗岩背斜的形成机制

Fig. 4 Formation mechanism of granite anticlines

单边箭头示岩浆流动方向;
粗箭头示构造动力方向

重熔界面的凸起部位，不论对熔浆抑或其内的成矿流体而言都是低压区^[14]。据此预测，大的背斜或隆起区均有可能是重熔界面的隆起区（隐伏岩体）。例如，湘中南一带由前泥盆系组成的背斜，在其轴部向下一定深度处，极有可能找到隐伏岩体及与其相关的矿床（图 5）。事实上有些已经找到，例如龙山背斜。因此，寻找与花岗岩有关的矿床时，树立“沿背斜找矿”的思想可能会大大提高我们的找矿效率^[14]。

至于花岗岩中各种平行于接触界面的流动构造，不少学者将其视为岩浆强力定位或气球膨胀模型的证据^[9]。然而，从图 4B 可见，熔体在岩浆房变形过程中向低压区方向的流动，同样有可能造成上述现象。

3 小 结

岩石选择性熔融是产生花岗质岩浆的原因——深熔说和原地重熔说都是基于这样的认识。但是，深熔说的思维基础是侵入说，故总想把残余物留下，把熔出物搬走，由此又遇到侵入模型无法逾越的花岗岩“空间”问题。

原地重熔说视上陆壳为封闭系统。所谓“原地”是指整个熔融系统所处的位置，相对于“岩浆侵入”而言。该模型只要求系统有能量输入而不要求物质输入，故无需考虑岩基的空间。一旦系统的内能升高而使得其内的岩石发生熔融或重熔，重熔界面，亦即系统内部的固、熔二相界面，必随着系统温度的升高而升高，此为相平衡原理，同时已为实验所证实。

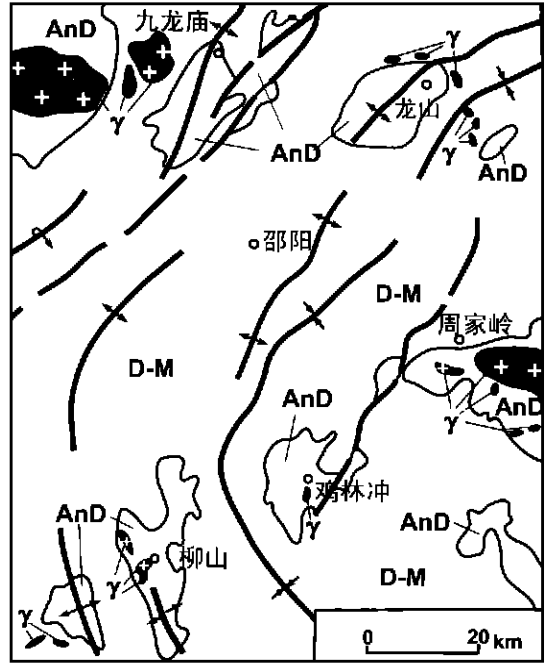


图 5 湘中南一带的背斜构造（隐伏岩体可能部位）

Fig. 5 Anticlines in the central-south Hunan, where the concealed granite bodies are potentially located

AnD: 前泥盆系; D—M: 泥盆系—中生界;
Y: 花岗岩脉

熔出物对上覆盖层连续性的破坏，是重熔界面向上移动的重要方式。岩块的产生会大大加速岩石的熔化速度，此为岩石受热面积增大之故。与熔浆之间的密度差是岩块在熔浆中向下运动的原因。地温“向心增温律”的作用使岩块在下沉过程中逐渐熔化，而熔融物的不断析出又使岩块自身的结构、构造和组分不断变化。因此，同一熔渣在不同演化阶段有不同的化学组成。

原始岩石物理性质的差异可能是造成重熔界面几何形态不规则的主要原因，而盖层的变形更增加了重熔界面的不规则性。因此，并非只有那些与围岩呈过渡关系的花岗岩才是由陆壳岩石改造而成。岩石的原地重熔同样会、而且必然会产生各种各样的“侵入接触”关系。

重熔界面上凸部位是低压区，重熔岩浆受压后向这些部位流动的认识来自液压原理。“花岗岩背斜”与地层背斜无本质区别，不同的只是前者核部（原先位于底部）的老地层因卷入重熔而变成了新岩石（花岗岩）。由此引伸出一个重要认识：岩体只是重熔界面的凸起部分，其大小与形态反映的是重熔界面与现代剥蚀面的几何关系，不代表“岩浆侵入量”的多寡，据此预测，

在花岗岩出露区, 大的背斜或隆起区的轴部, 均可能存在隐伏岩体及相关矿床. 因此, 寻找与花岗岩有关的矿床时, 树立“沿背斜找矿”的思想可能会大大提高找矿效率.

参考文献:

- [1] READ H H. Granites and granites [J]. Geol Soc Am Mem, 1948, 28: 1—19.
- [2] LEAKE B E, BROWN G C, HALLYDAY A N. The origin of granite magma [J]. J Geol Soc, 1980, 137: 96—99.
- [3] 艾瑟顿 M P, 塔奈伊 J. 花岗岩基的成因 [M]. 王德滋等译. 北京: 地质出版社, 1985. 1—103.
- [4] BROWN M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma; the migmatite-crustally-derived granite connection in thickened orogens [J]. Earth Sci Rev, 1994, 36, 83—130.
- [5] PETFORD N, GRUDENT K J W, McCAFFREY K J W, et al. Granite magma formation, transport and emplacement in the earth's crust [J]. Nature, 2000, 408(7), 669—673.
- [6] 陈国能. 大陆地质学研究的若干问题思考 [J]. 高校地质学报, 1997, 3(3): 342—347.
- [7] 马莫 V. 花岗岩岩石学与花岗岩问题 [M]. 袁廷佐等译. 北京: 地质出版社, 1979. 1—180.
- [8] CASTRO A. On granitoid emplacement and related structures [J]. Geol Rundsch, 1987, 76: 101—124.
- [9] BATEMEN R. Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Greek granite [J]. J Geology, 1985, 93, 293—310.
- [10] CHAPPELL B W, WHITE A J R. Two contrasting granite types [J]. Pacific Geol, 1974, 8: 173—174.
- [11] 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 等. 论花岗岩的成因系列——以华南中生代花岗岩为例 [J]. 地质学报, 1984 (1), 107—117.
- [12] 陈国能, 曹建劲, 张珂. 原地重熔与元素地球化学场 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 1—95.
- [13] HOLTZ F, JOHANNES W. Genesis of peraluminous granites: I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kb and various H₂O activities [J]. J Petrology, 1991, 32: 935—958.
- [14] 刘玉山, 李瑛, 潘家华, 等. 华南花岗岩的熔化特征 [A]. 见: 国际交流地质学术论文集 (3) [C]. 北京: 地质出版社, 1985. 87—98.
- [15] PATINO DOUCE A E. Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts, Transactions [M]. Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1996. 87 (1—2), 11—21.
- [16] KRIVTSOV A I. Models and cross-sections of the earth's crust [M]. Moscow, 1991. 20—35.
- [17] DOI N, KATO O, IKEUCHI K, et al. Genesis of the plutonic-hydrothermal system around Quaternary granite in the Kakkonda geothermal system [J]. Geothermics, 1998, 27: 663—690.
- [18] 肖序常, 李庭栋, 李光岑, 等. 喜马拉雅岩石圈构造演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1988. 144—154.
- [19] MIYASHIRO A. Metamorphism and metamorphic belts [M]. NY: John Wiley and Sons, 1973. 1—200.
- [20] TAGIRI M, SHIBA M, ONUKI H, et al. Anatexis and chemical evolution of pelitic rocks during metamorphism and migmatization in Hidaka metamorphic belt, Hokkaido [J]. Geochimical J, 1989, 23, 321—337.
- [21] MASS R, NICHOLLS I A, LEGG C. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan fold belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd—Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing [J]. J Petrology, 1997, 38: 815—841.
- [22] 陈国能, 张珂, 徐伟, 等. 华南中生代花岗岩岩石包体的成因与分类 [J]. 中山大学学报 (自然科学版), 1994, 32(增刊): 305—311.
- [23] ROIG J Y, FAURE M, TRUFFERT C. Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analyses: The case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central [J]. J Struc Geol, 1998, 20(9—10): 1169—1189.

The In-situ melting Model of Granite Origin and Its Geological Evidence

CHEN Guo neng, ZHANG Ke, SHAO Rong song, LI Liu fen, LIN Xiao ming

(Department of Geosciences, Zhongshan University, Guangzhou 510275, China)

Abstract: A model concerning granite origin referred to as in situ melting has been advanced in the last several years by the first author, which regards the upper crust as a close system and the granite as the result of materials within system changing from order (protolith) to disorder (melts) and finally to new order (granite with the variations of entropy). This paper gives a brief introduction of the model, and on the basis explains the various geological phenomena resulted by the melting process, including the room of batholiths, the generation of xenoliths and enclaves, the contact relations of granite bodies and their country-rocks, the formation of granite anticlines.

Keywords: granite origin; in situ melting; melts and residuum; melting interface