中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 5 期: 618 ~ 637
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

辽东半岛早白垩世伸展构造组合、形成时代及区域构造内涵

刘俊来[①*], 纪沫[①②], 申亮[①], 关会梅[②③], Gregory A DAVIS[④]

① 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083;
② 中国海洋石油总公司研究总院, 北京 100027;
③ 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
④ Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, CA90089-0740, USA
* E-mail: jliu@cugb.edu.cn

收稿日期: 2010-07-25; 接受日期: 2010-12-17
国家自然科学基金重大研究计划(批准号: 90814006)和教育部"111"计划(编号: B07011)资助

摘要 辽东半岛地区广泛发育了多种不同类型的伸展构造, 包括伸展断陷盆地(通远堡、本溪和丹东)、拆离断层(大营子)和变质核杂岩(辽南和万福), 它们具有宏观一致性但却表现出一定的差异. 西部地区, 结伴发育了两个共用同一下盘的变质核杂岩——辽南和万福变质核杂岩; 中东部地区发育了大营子拆离断层系; 东部地区广泛发育了多个伸展断陷盆地. 对于伸展构造相关的同构造侵入岩与伸展断陷盆地火山岩的年代学分析揭示出伸展构造总体发育于 135~106 Ma 之间, 但是各个伸展构造发育时间有一定的差异. 伸展构造具有运动学统一性、几何学上的不对称性和构造-岩浆共同活动性; 它们在形成时间上具有差异性与跨越性, 区域产状变化与切割深度的不一致性; 伸展构造宏观上构成共轭组合, 但单个伸展构造却具有不对称性. 华北、东北、华南乃至蒙古和俄罗斯远东地区的早白垩世伸展构造与辽东半岛地区伸展构造的发育具有统一的组合规律, 可以认为辽东半岛地区伸展构造的发育是东亚早白垩世伸展构造域的缩影. Izanagi 板块与欧亚板块之间的交互作用以及东亚地区岩石圈结构调整、深部流体活动性和壳幔拆离作用是制约东亚地区早白垩世伸展构造发育的重要因素.

关键词
辽东半岛
白垩纪伸展作用
形成时代
东亚
华北克拉通

作为华北克拉通的一部分, 辽东半岛地区的演化与之具有共性, 但也具有特殊性. 自古元古代末期克拉通化后该区经历了稳定陆内发展阶段, 一直到中奥陶世仅仅在瓦房店地区发育了含有金刚石的金伯利岩[1]. 印支期开始, 扬子板块与华北板块的碰撞及碰撞后的伸展作用影响到这一地区. 与此同时, 伴随发育了局部的花岗质岩浆侵位和盖层地层的褶皱[2]. 侏罗纪以来该区又受到强烈的构造-岩浆活动性的改造, 在白垩纪时期达到鼎盛阶段. 该阶段的构造-岩浆活动性, 是华北克拉通显生宙破坏的结果和具体表现(图 1(a)).

辽东半岛地区是华北克拉通晚中生代岩石圈减薄最为强烈和典型的地区. 尤其是在早白垩世, 伸展

英文引用格式: Liu J L, Ji M, Shen L, et al. Early Cretaceous extensional structures in the Liaodong Peninsula: Structural associations, geochronological constraints and regional tectonic implications. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 823–842, doi: 10.1007/s11430-011-4189-y

作用异常强烈, 最直接的表现就是辽南变质核杂岩构造的发育. 在此基础上, 在约 40000 km^2 范围内我们新近发现和厘定了数个新变质核杂岩构造(包括万福和达子营变质核杂岩构造)、许多拆离断层构造(如大营子拆离断层系)以及断陷盆地(如通远堡和丹东盆地), 它们的存在为阐明早白垩世华北克拉通地壳的伸展与减薄提供了契机(图 1). 从伸展构造的组成、结构、产状、运动学方式和动力学特点等各个方面来看, 辽东半岛地区的这些伸展构造与华北克拉通区其他部位发育的变质核杂岩构造具有统一性[3,4]. 依据华北克拉通破坏与岩石圈减薄的浅部构造表现, 可以认为辽东半岛地区是华北克拉通晚中生代区域构造演化的缩影.

1 早白垩世伸展构造

广义的伸展构造包括拆离断层带、变质核杂岩、断陷盆地、地堑和地垒、裂谷以及岩墙群[5]. 它们具有不同的表现, 并反映了不同的伸展作用特点. 在辽东半岛地区发育的伸展构造主要包括了拆离断层(带)、变质核杂岩和断陷盆地(图 1(b)). 拆离断层带属于低角度正断层构造, 往往具有大于 10 km 的位移. 其巨大的位移常常将中部地壳岩石位移到地表, 并构成变质核杂岩构造. 作为区域伸展构造的重要表现型式, 变质核杂岩构造是由拆离断层带、上盘弱变形、未变质的沉积岩组合和下盘变质程度可以达到角闪岩相的变质岩石组合构成的一组构造. 拆离断层带由位于顶部的主拆离断层面和其下伏可达数公里厚的糜棱岩带构成, 上盘往往有铲状正断层组合、多米诺构造及上叠盆地, 而下盘经常有同构造就位的侵入岩体侵入于变质岩中. 由铲状断层控制的半地堑盆既可以独立出现, 也可以在变质核杂岩主拆离断层的上盘形成. 它们往往成组出现, 边界断层单向倾斜, 并构成断陷盆地群.

1.1 辽南-万福变质核杂岩对

辽东半岛南部地区, 结伴发育了两个共用同一下盘的变质核杂岩构造(图 1(b)), 即辽南变质核杂岩[6]和万福变质核杂岩[7]. 位于西侧的辽南变质核杂岩具有 3 层结构, 由 5 部分构成, 包括上盘原地岩块与其断陷形成的半地堑状上叠盆地、下盘太古宙深成变质杂岩与同构造侵入岩体和介于上下盘之间的主拆离断层带[6]. 上盘岩块主要为新元古代与古生代弱变形沉积岩系, 并且经历过印支期变形作用的强烈改造, 发育近东西向展布的褶皱-逆冲断层系. 瓦房店-普兰店上叠盆地中发育了早白垩世火山-沉积岩系. 下盘变质杂岩以太古宙 TTG 片麻岩系为主, 并有少量变质表壳岩系, 它们被侏罗纪花岗岩和早白垩世同构造二长花岗岩-花岗岩杂岩(饮马湾山复式杂岩)侵入. 分隔上下盘的主拆离断层带由两个分支构成, 即西侧 NNE 向的金州拆离断层(倾向西)和东南侧的董家沟拆离断层(倾向南). 其中金州主拆离断层面平面具有典型的波瓦状构造格局, 而且波瓦构造背形部位常常伴随着较晚期阶段同构造就位岩体的发育, 也从一个侧面说明岩体的同构造属性. 主拆离断层面下伏记录地壳不同层次拆离作用历史的各种不同类型的构造岩, 由拆离断层面向下依次出现微角砾岩、假玄武玻璃、角砾岩化糜棱岩、糜棱岩、糜棱岩化片麻岩和片麻岩, 揭示出下盘岩石从中部地壳逐渐剥露的完整过程. 构造测量资料表明, 无论是拆离带和下盘岩石, 还是侵入下盘的同构造花岗岩中, 都普遍发育一组具有统一方向性特征的拉伸线理构造, 且与主拆离断层面上的擦痕构造及波瓦状构造的枢纽方向一致(SE130°~NW310°), 显示出相同的运动学方式(下盘向 SEE 方向运动).

万福核杂岩同样具有典型的三层结构[7]. 下盘主要由大面积出露的晚中生代花岗岩侵入体(包括北部古道岭花岗岩和庙岭石英闪长岩, 南部与辽南变质核杂岩共用的饮马湾山二长花岗岩-花岗岩杂岩)构成, 局部(南部)出现太古宙片麻岩, 即得胜、亮甲店和姚岭片麻岩. 主拆离断层面总体走向近南北, 倾向东, 倾角为 20°~30°, 下伏拆离断层带由主拆离断层面及其下部的碎裂岩和糜棱状岩石构成, 表现为不同阶段递进演化的断层构造岩组合, 其中较新的脆性拆离断层面位于主拆离断层带的顶部, 下伏为拆离断层带较深层次演化形成的碎裂岩带和糜棱岩带. 出露的碎裂岩带平均厚度约为 50 m, 糜棱岩带的厚度较大, 局部超过 8 km. 上盘地层由元古宇辽河群和永宁群组成, 其中万福镇南部主要为永宁群钙质石英砂岩、含砾长石石英砂岩夹砾岩及板岩组合; 万福镇以北地区为辽河群片岩、千枚岩、板岩为主夹石英砂岩和结晶灰岩组合及少量出露的长石石英砂岩、变质含砾长石石英砂岩、变质石英砂岩及变质粉砂岩夹少量变质泥质岩石. 在拆离断层上盘的桂云花火山-沉积盆地总面积约 50 km^2, 沉积下白垩统桂云花组安山岩-流纹岩及层状砂砾沉积岩组合.

万福与辽南变质核杂岩相伴发育(图 2), 主拆离

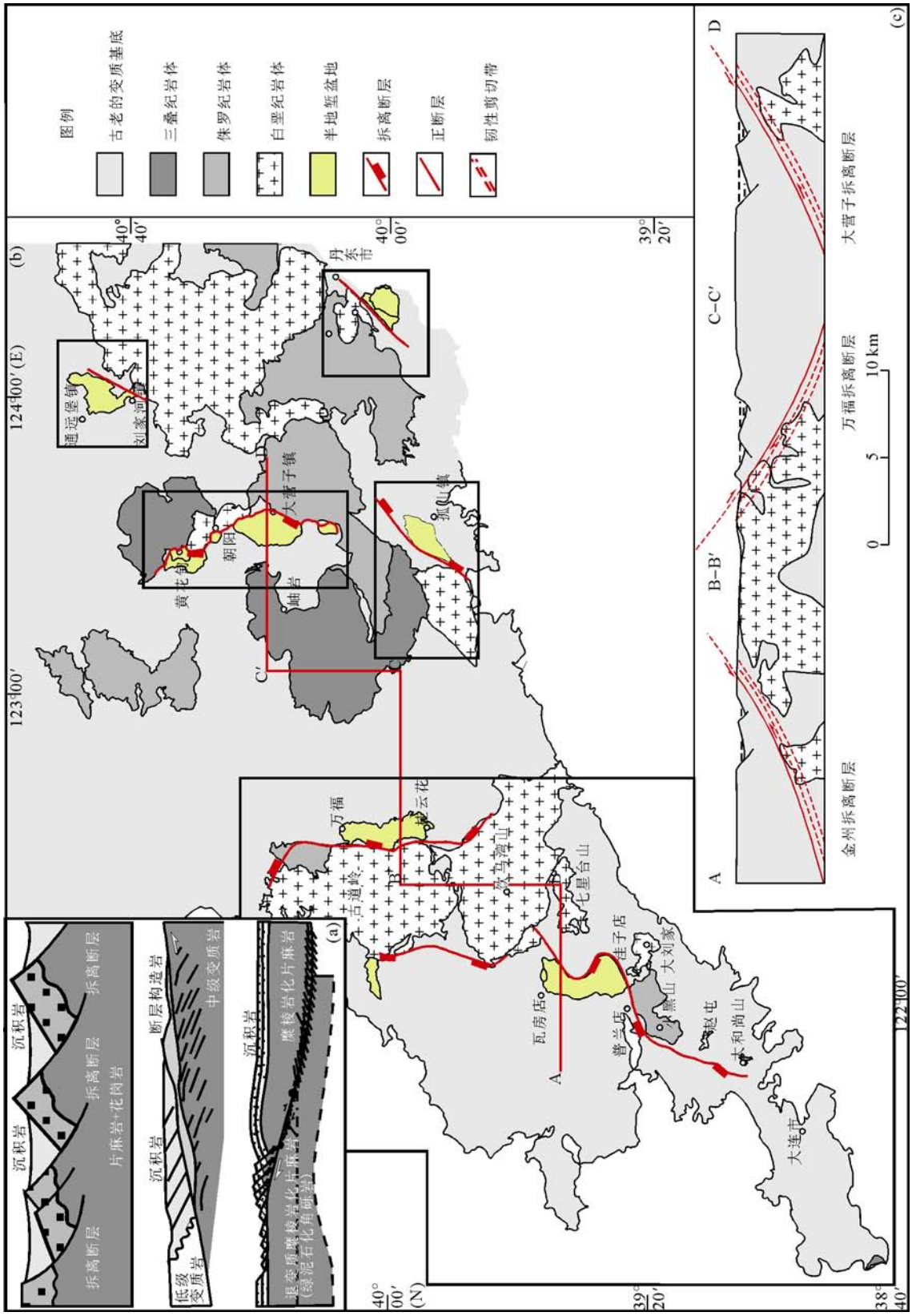


图 1　辽东半岛早白垩世伸展构造组合

(a) 华北克拉通晚中生代发育的三种典型伸展构造样式; (b) 辽东半岛早白垩世伸展构造组合; (c) 穿过辽南和万福变质核杂岩对及大营子拆离断层系的一条剖面

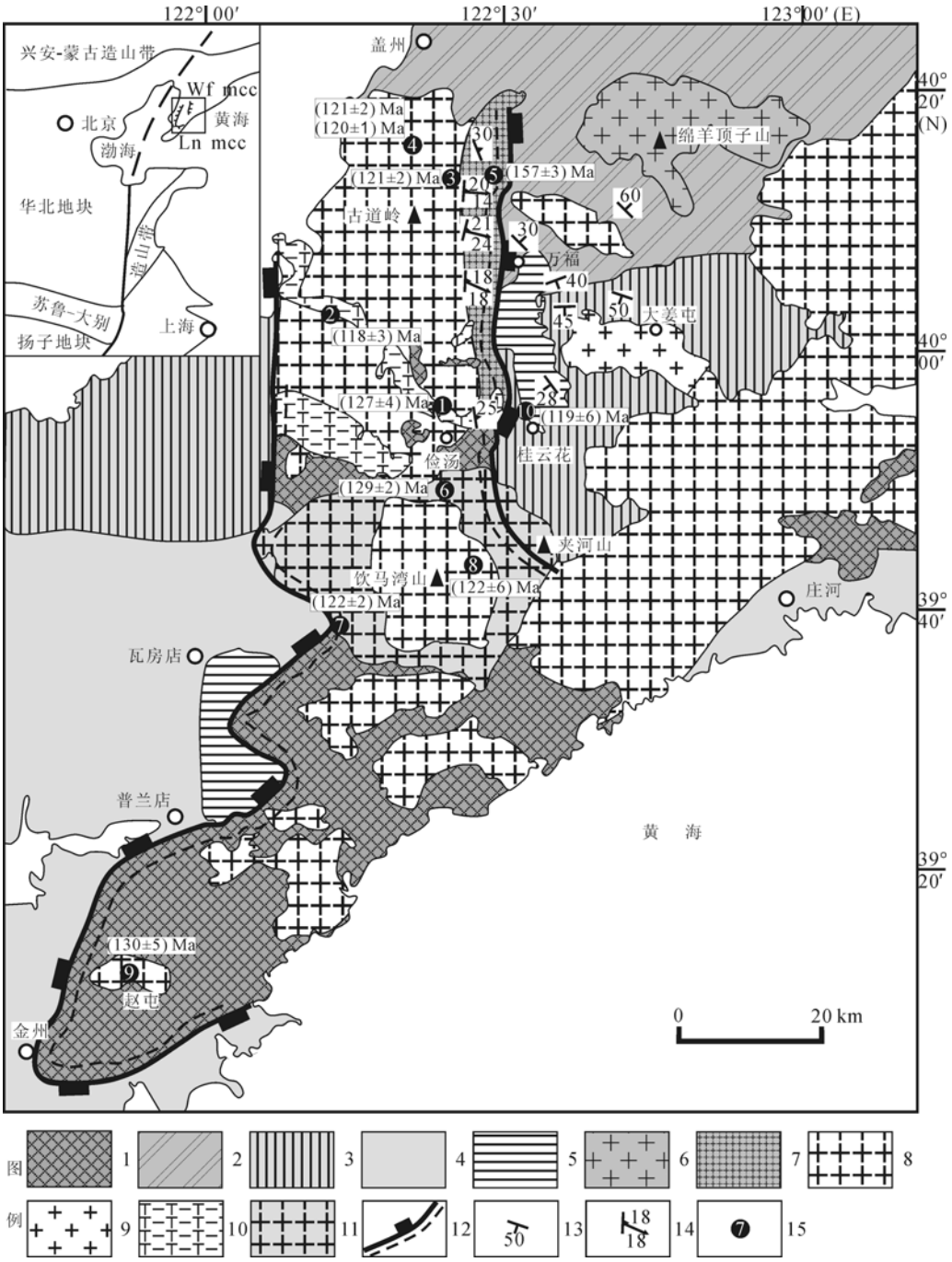


图 2　辽南-万福变质核杂岩构造地质图[7]

1, 太古宇变质岩; 2, 古元古代辽河群盖县组; 3, 新元古代永宁组; 4, 古生界; 5, 白垩纪火山-沉积地层; 6, 古元古代花岗岩; 7, 侏罗纪侵入岩体; 8, 白垩纪同构造侵入岩体; 9, 大姜屯岩体; 10, 庙岭岩体; 11, 双塔杂岩; 12, 主拆离断层及糜棱岩带; 13, 地层产状; 14, 岩体叶理及线理产状; 15, 同位素年龄采样点及编号; 图中点 1~3, 5, 6 和 9 数据引自吴福元等[8], 点 4 数据引自 Wu 等[9], 数据 7 和 8 引自郭春丽等[10], 点 10 数据引自辽宁省地质调查院 [1]. 左上角插图为华北东部地区构造纲要图, 其中, Wf mcc 是万福变质核杂岩, Ln mcc 是辽南变质核杂岩

1) 辽宁省地质调查院. 桂云花等五幅 1∶5 万区调联测报告. 2001

断层倾向相反, 但共用同一个下盘变质杂岩单元. 小规模白垩纪上叠盆地局部发育. 从上盘运动学特点考虑, 金州与万福拆离断层延伸同为南北向, 运动学指向标志揭示出金州拆离断层下盘向 SEE 运动, 而万福拆离断层下盘向NWW向运动, 二者运动方向对峙, 构成变质核杂岩对(图 1(c))[7].

对于变质核杂岩对各个组成单元开展的构造分析与测年资料综合分析揭示出, 变质核杂岩的形成始于地壳的区域性伸展, 伸展作用诱发了花岗岩岩浆的形成与就位, 而结束于假玄武玻璃和断层泥等构造岩的形成. 下盘花岗岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄约为 130 Ma, 而切过金州主拆离断层带的花岗斑岩体锆石 U-Pb 年龄约为 113 Ma[11].

1.2 大营子拆离断层系

大营子拆离断层系位于辽东半岛东南部, 主要由大营子-黄花甸拆离断层带、下盘古元古代变质岩系和侵入岩体, 以及上盘火山-沉积盆地三部分组成[12](图 3). 上盘火山沉积盆地主要分布在大营子和黄花甸两地, 由一套白垩纪中酸性火山岩(以安山岩为主夹少量流纹岩)及砂砾岩组成. 下盘古元古代变质岩系属于辽河群, 为一套层状中浅变质岩系, 主要由下部的二长浅粒岩、变粒岩、黑云变粒岩及阳起透闪变粒岩、白云石大理岩夹黑云微斜片麻岩及斜长浅粒岩等, 中部的方解大理岩、黑云斜长变粒岩和上部的二云片岩组成. 同时, 该套岩系被中生代(三叠纪花岗岩(224±1)和(226±1) Ma、侏罗纪黑云二长花岗岩(155±1) Ma 和白垩纪二长岩(127±1)和(128±1) Ma)[8,12]岩体侵位. 分隔上下盘的拆离断层主要展布于大营子和黄花甸一线, 走向自南向北由 NNE 向逐渐转向 NNW, 构成典型的波瓦状构造. 拆离断层纵贯南北延伸约 70 km, 切过了古元古代变质岩系, 并控制了大营子和黄花甸盆地早白垩世火山岩系的发育. 拆离断层带自下而上由片麻状黑云二长花岗岩、花岗质糜棱岩、碎裂糜棱岩、微角砾岩及断层泥组成, 其显微构造和石英 EBSD 组构分析揭示出下盘岩石主要经历了从高绿片岩相到低绿片岩相的变形变质过程[12]. 普遍发育的拉伸线理与断层面上发育的擦痕构造具有运动学上的一致性, 均指示近 E-W 向拉伸, 并显示出相同的运动方式, 即下盘向SEE方向运动.

三叠纪和侏罗纪岩体属于构造前岩体, 岩体边部遭受拆离断层作用改造, 而白垩纪岩体则属构造后侵位岩体, 岩体保留原岩特点, 未遭受剪切变形作用改造. 它们的存在对于拆离断层作用的活动年龄给予了初步的约束, 而对于拆离断层上叠盆地火山岩的年代学分析揭示出, 在黄花甸盆地内底部流纹岩锆石 U-Pb 年龄为(135±1) Ma, 大营子盆地内部安山岩锆石 U-Pb 年龄为(132±5) Ma[12]. 由此我们可以限定出拆离断层作用的年龄为 135~127 Ma, 无论是起始年龄还是结束活动年龄都大于辽南和万福变质核杂岩主拆离断层带.

1.3 断陷盆地

辽东半岛地区发育的断陷盆地构造主要包括通远堡、本溪和丹东盆地(图 4). 其中, 通远堡盆地受其东南缘断层控制(图 4(a)), 古元古界辽河群里尔峪组含磁铁电气石变粒岩、黑云变粒岩、钙硅酸盐岩和大理岩, 高家峪组片岩、变粒岩、含墨透辉透闪变粒岩夹斜长角闪岩、大理岩和透闪石岩, 王家沟组条带状方解石大理岩夹白云石大理岩, 华子峪组二云片岩、黑云片岩夹大理岩和透辉透闪变粒岩, 盖县组二云片岩夹二云变粒岩、含墨透闪透辉变粒岩、变质石英砂岩及千枚岩出露于断层上下两盘. 下盘广泛发育白垩纪千山中粒角闪石钾长花岗岩、中粒黑云母钾长花岗岩和细粒钾长花岗岩, 丁岐山中粗粒石英正长岩和中细粒石英二长岩, 铜匠峪中细粒条痕状二长花岗岩和细粒条痕状斜长花岗岩. 断陷盆地为桂云花组构成的火山-沉积盆地, 充填一套以中性火山岩为主的陆相火山-沉积建造, 一段以灰色中细粒复成分砾岩、黄绿色泥质粉砂岩和中细粒凝灰质砂岩为主夹粉砂质泥岩和页岩, 以沉积作用为主, 伴随较弱的火山活动; 二段以灰绿色安山岩、灰绿-灰紫色安山质火山角砾岩、安山质凝灰角砾岩及安山玄武岩为主, 夹有灰绿-灰紫色凝灰质粉砂岩、凝灰质砂岩及细砾岩等, 以脉动式中性火山喷发为主, 仅在火山间歇期出现沉积作用; 三段以灰紫、灰黄色流纹质角砾凝灰岩、流纹质熔结角砾凝灰岩、流纹质角砾熔岩、流纹岩及安山质角砾熔岩为主, 夹灰色安山岩和含角砾岩屑砂岩等, 以脉动式酸性火山喷发为主.

本溪断陷盆地受其南缘正断层控制(图 4(b)), 下盘出露太古宇鞍山群大峪沟组二云石英片岩、黑云变粒岩、二云变粒岩及浅粒岩夹磁铁石英岩扁豆体, 原岩为酸性火山-沉积岩建造, 经历绿帘角闪岩相变质

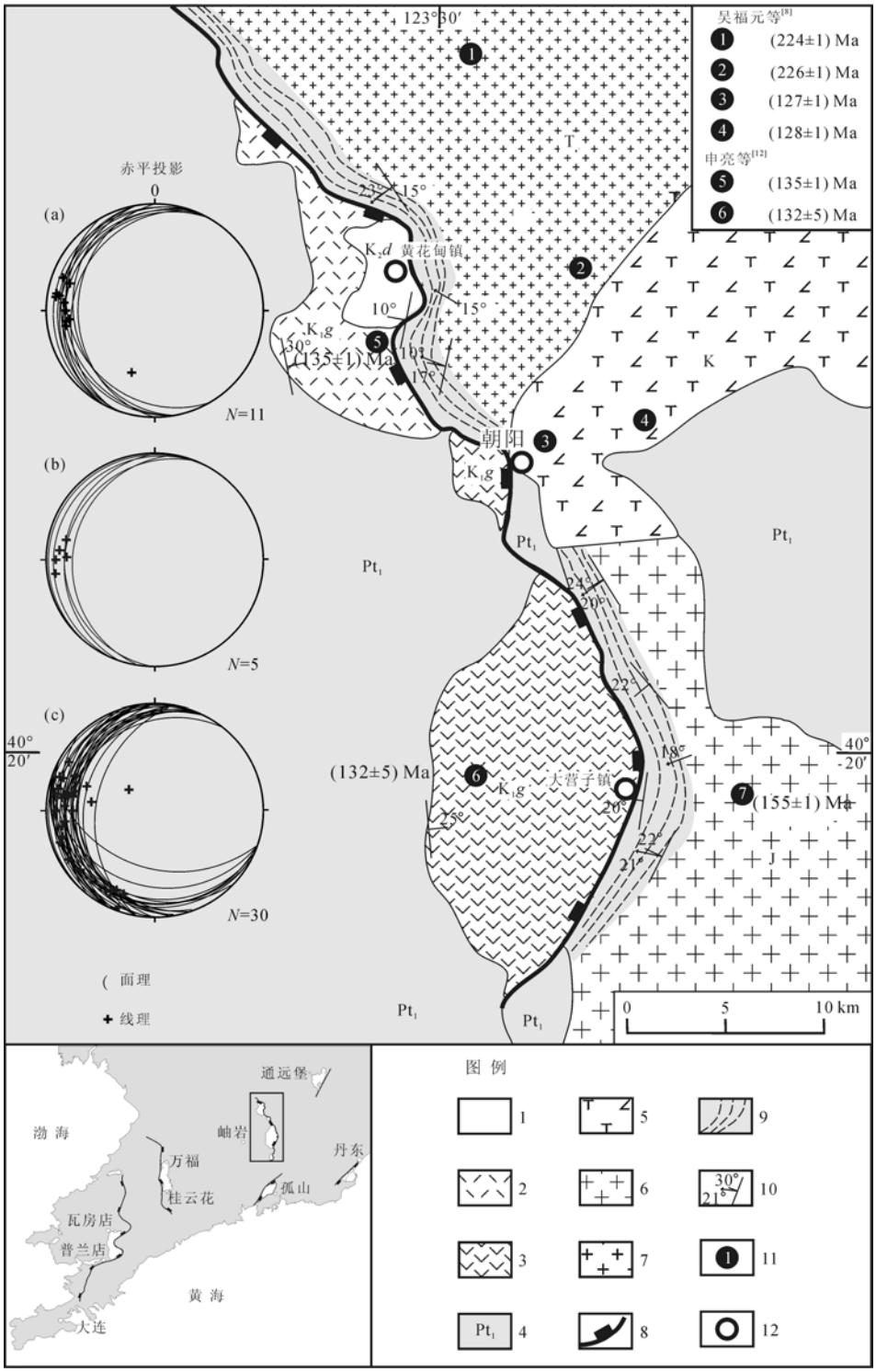


图 3　大营子拆离断层系地质简图[12]

赤平投影图(a)和(c)分别为黄花甸段和大营子段糜棱岩面理(大圆弧)和线理(十字)构造统计(下半球等面积投影); (b)为大营子-黄花甸主拆离断层面及擦痕构造统计; 左下角插图为辽东半岛伸展构造分布图. 1, 上白垩统大峪组沉积岩; 2, 下白垩统桂云花组中酸性火山岩(黄花甸镇); 3, 下白垩统桂云花组中性火山岩(大营子镇); 4, 古元古代变质岩系; 5, 白垩纪二长岩; 6, 侏罗纪花岗岩; 7, 三叠纪花岗岩; 8, 主拆离断层; 9, 拆离断层带; 10, 面理和线理; 11, 前人测年采样点; 12, 城镇

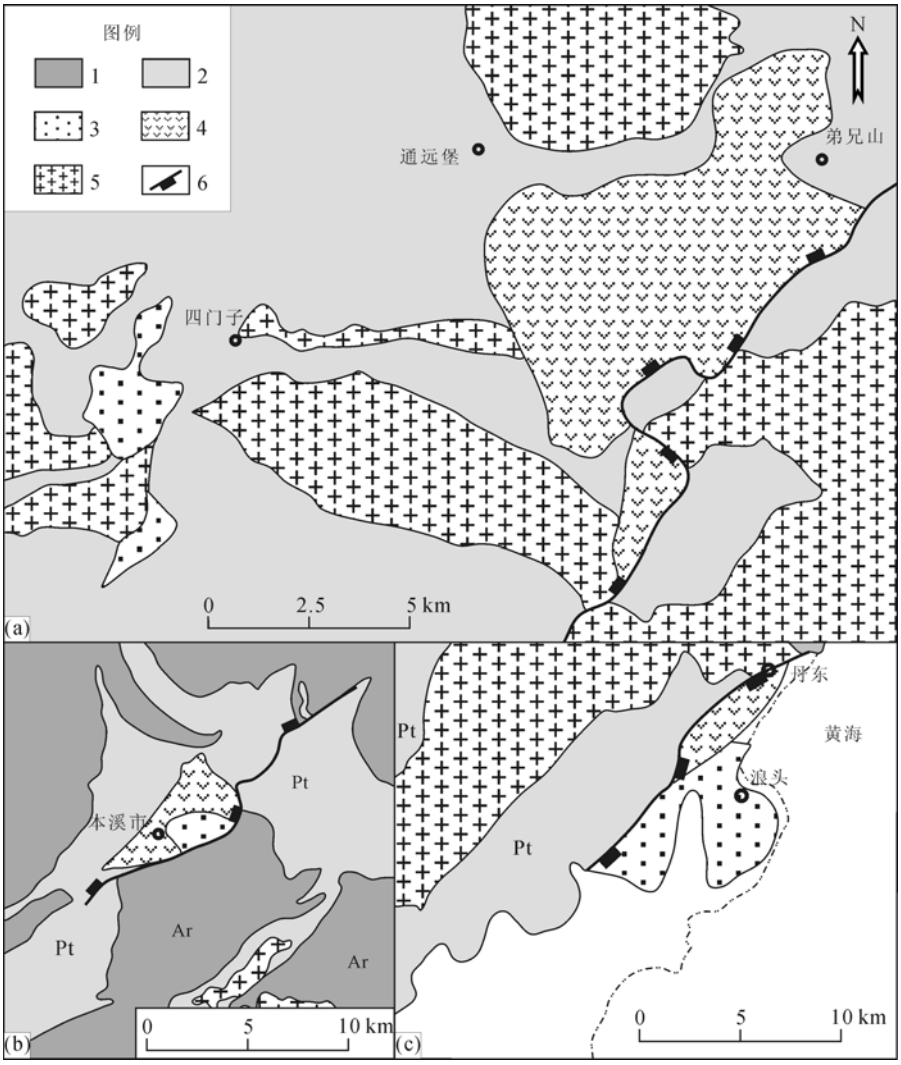


图 4　辽东半岛断陷盆地构造简图

(a) 通远堡盆地; (b) 本溪盆地; (c) 丹东盆地. 1, 太古宙变质岩; 2, 元古宙变质岩; 3, 上白垩统大峪组沉积岩; 4, 下白垩统桂云花组火山岩; 5, 下盘侵入岩体; 6, 正断层

作用; 震旦系南芬组泥灰岩和页岩, 桥头组石英砂岩夹页岩, 康家组泥灰岩、灰岩和页岩. 上盘出露奥陶系灰岩、白云质灰岩、含燧石结核灰岩、结晶白云岩、泥灰岩, 石炭系粉砂岩、页岩、炭质页岩夹铝土矿和煤, 二叠系砂岩和页岩夹煤. 断陷盆地充填小东沟组灰紫灰绿色页岩、砂岩夹泥灰岩及砾岩, 白垩系桂云花组流纹岩、安山岩夹页岩和大峪组紫色砾岩夹红色砂岩及灰紫色砂岩.

丹东盆地受盆地西北缘正断层控制(图 4(c)), 下盘出露古元古界辽河群高家峪组片岩、变粒岩、含墨透辉透闪变粒岩夹斜长角闪岩、大理岩、透闪岩和盖县组二云片岩夹变粒岩、变质石英砂岩及千枚岩、二云片岩夹二云变粒岩和含墨透辉透闪变粒岩; 同时出露早白垩世太平岭单元中细粒似斑状二长花岗岩和侏罗纪莲花盆单元片麻状中细粒二云母二长花岗岩. 上盘盆地为白垩系沉积地层充填, 桂云花组下部主要为灰色、黄绿色和灰绿色凝灰岩、安山质凝灰岩、安山质凝灰熔岩、含砾凝灰质砂岩、凝灰质砂岩夹粉砂岩和页岩组成, 上部主要为紫色和紫红色凝灰岩、凝灰质砂岩、凝灰质胶结砾岩、紫色薄层粉砂岩夹紫色安山岩及泥灰岩. 梨树沟组为灰色铁质胶结岩屑砂岩、复成分砾岩、沉凝灰岩、粗粒岩屑砂岩和粉砂

岩等, 沉积环境为河湖相. 大峪组岩性主要为紫色铁质胶结长石岩屑砂岩、粉砂质泥岩、厚层砾岩和泥晶灰岩等, 为紫色陆源碎屑河湖相沉积.

2　伸展构造形成的年代学

辽东半岛地区伸展构造的发育具有宏观意义上的等时性, 主要发育于 135~106 Ma. 但是不同地区伸展作用的时间性还是存在着一定的差异. 一方面拆离断层下盘就位的同构造花岗岩对于变质下盘的剥露提供了年代学依据, 另一方面伸展断陷盆地或者上叠盆地的火山活动性为伸展断陷作用的发育时间提供了重要的约束. 下述将重点描述与辽东半岛地区伸展构造发育相关的几个典型伸展断陷盆地内火山岩的年代学测试结果, 以期对于区域伸展作用提供时间约束.

2.1　测试样品

辽东半岛地区广泛分布伸展构造, 辽南和万福变质核杂岩, 大营子拆离断层系, 丹东、通远堡和本溪断陷盆地, 其上盘均发育白垩纪上叠盆地, 依次定名为瓦房店-普兰店、桂云花、黄花甸、大营子、丹东、通远堡和本溪盆地. 本文测年所选取的样品均来自上述盆地中发育的火山岩, 具体参见表 1.

表 1　辽东半岛地区伸展构造内岩浆岩测年样品一览表

样品号	采样点	岩性	岩石学特征
SL0585	瓦房店-普兰店	安山岩	灰绿色, 斑状结构, 斜长石和钾长石成斑晶, 斜长石发育聚片双晶, 基质为交织结构(图 5(a)和(b))
SL05128	桂云花	安山岩	灰紫色, 斜长石呈斑晶, 具交织结构(图 6(a)和(b))
SL0768	丹东	安山岩	斑晶角闪石暗化, 保留假象呈长柱状(图 7(a)和(b))
SL0734-4	通远堡	花岗质脉岩	灰白色, 以长石和石英为主, 二者近等粒状, 且石英斑晶具熔蚀和交代边(图 8(a)和(b))
SL0719	本溪	流纹岩	紫灰色, 以长石和石英为主, 基质为细晶长石和石英, 可见铁质等暗色物质, 发育流动构造(图 9(a)和(b))

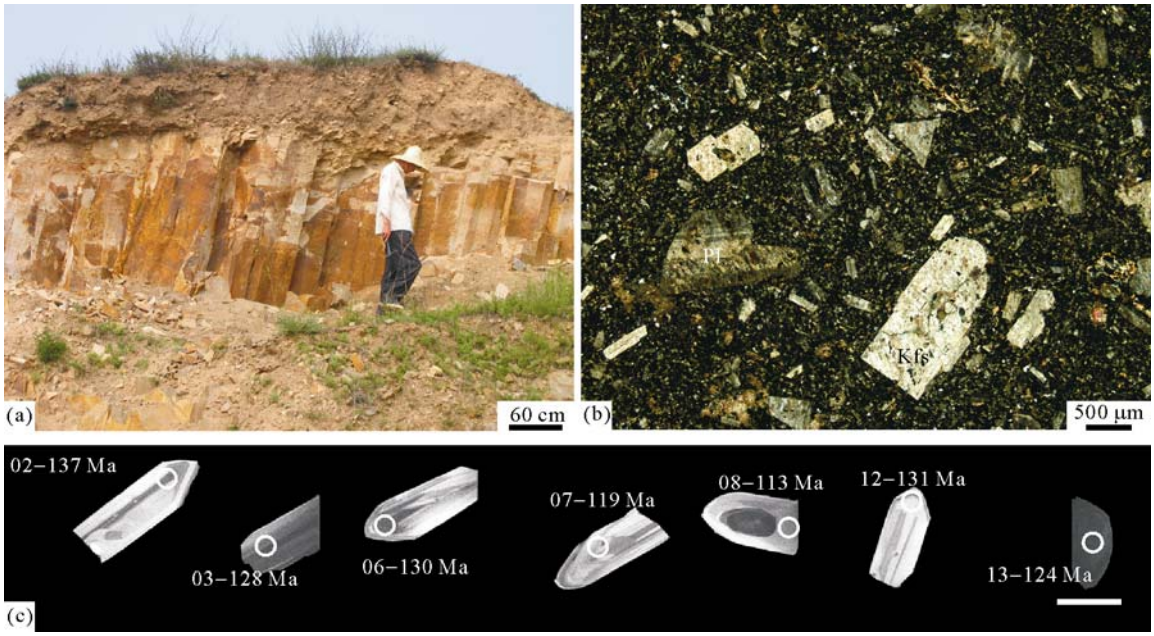


图 5　瓦房店-普兰店盆地火山岩(玉皇顶安山岩, SL0585)宏观和微观构造特征

(a) 安山岩柱状节理; (b) 斜长石和钾长石呈斑晶, 斜长质发育聚片双晶, 基质为交织结构; (c) 安山岩锆石阴极发光图像、测点及年龄值, 比例尺为 100 μm

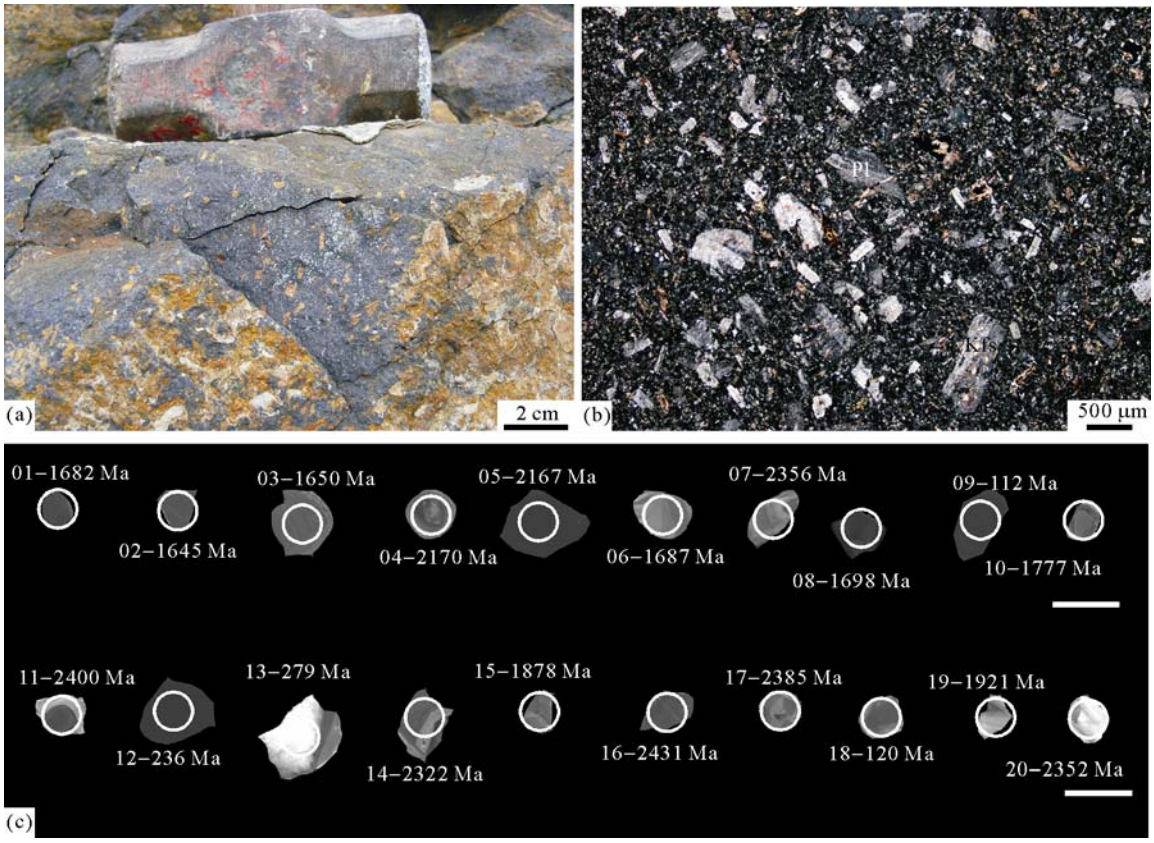


图 6　桂云花盆地火山岩(安山岩, SL05128)宏观和微观构造特征

(a) 露头可见长石斑晶, 基质为隐晶质; (b) 斜长石呈斑晶, 具交织结构; (c) 锆石阴极发光图像、测点及年龄值, 比例尺为 100 μm

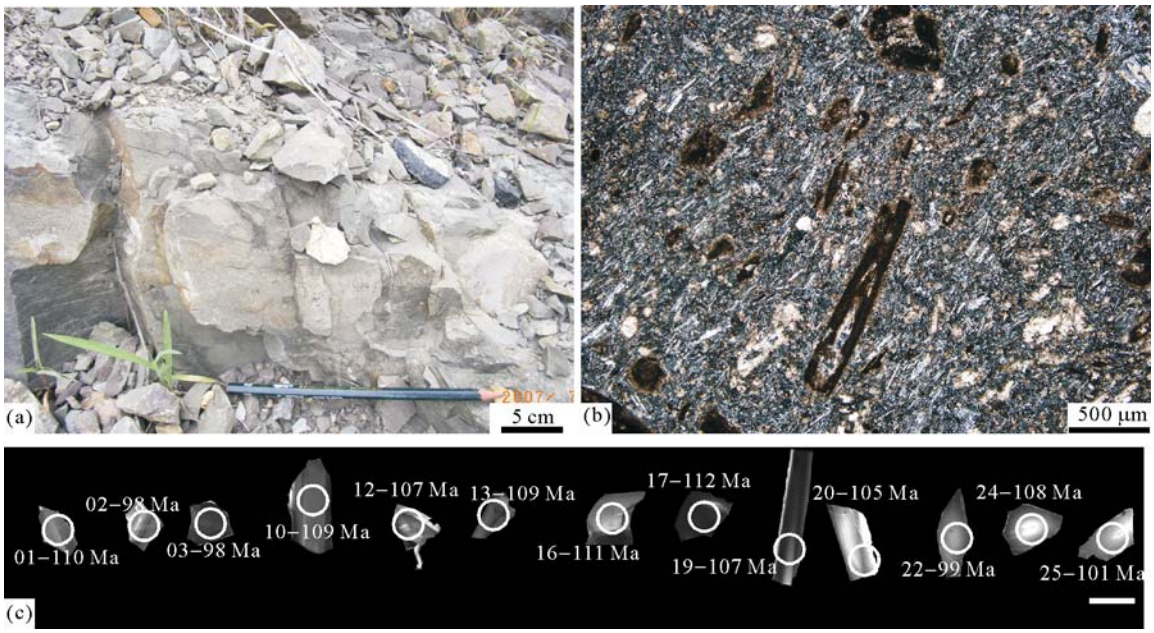


图 7　丹东火山岩(安山岩, SL0768)宏观和微观构造特征

(a) 野外产状; (b) 斑状角闪石暗化, 保留假象呈长柱状; (c) 锆石阴极发光图像、测点及年龄值, 比例尺为 100 μm

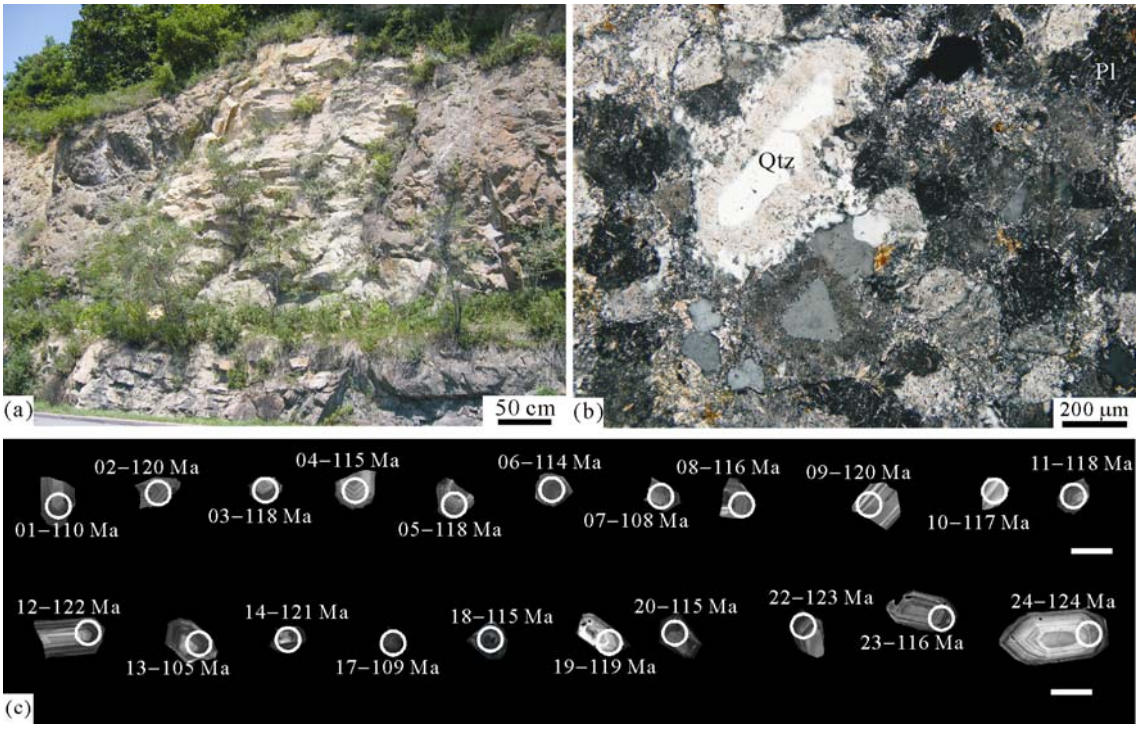


图 8　通远堡盆地侵入火山岩内的花岗岩脉(SL0734-4)宏观和微观构造特征

(a) 花岗质岩脉侵入安山岩(SL0734-4); (b) 长石和石英近等粒状, 石英斑晶具熔蚀和交代边; (c) 锆石阴极发光图像、测点及年龄值, 比例尺为 100 μm



图 9　本溪盆地火山岩(流纹岩, SL0719)宏观和微观构造特征

(a) 岩石整体呈紫红色, 长石呈斑晶; (b) 斜长石和石英呈斑晶, 发育流纹构造; (c) 锆石阴极发光图像、测点及年龄值, 比例尺为 100 μm

2.2 测试方法

将采集的新鲜测年样品(约 2~3 kg)进行粉碎、淘洗和磁选后, 在双目显微镜下挑选晶型完好、无裂纹和具有代表性的锆石颗粒进行制靶和抛光.

SHRIMP U-Pb 测年的 SL0585 安山岩的锆石, 其阴极发光 CL 图像在中国地质科学院 JOEL JXA-8900RL 上进行采集. SHRIMP U-Pb 分析则在北京离子探针中心 SHRIMP Ⅱ上完成, 并采用 TEM (约 417 Ma, $^{206}Pb/^{238}U$=0.06683)标样进行校正, 详细的分析流程和原理参见文献[13, 14]. 年龄数据(在 ISOPLOT 软件上进行计算[13])采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄, 分析误差为 1σ, 具有 95%的置信度.

其余 4 个样品的锆石 CL 图像采集和 LA-ICPMS U-Pb 测年分析在中国科学院地质与地球物理研究所进行, 具体流程参见文献[15]. 测年数据利用 Glitter4.0 软件对锆石的同位素以及元素含量进行计算, 参考锆石 91500(年龄 1064 Ma)和 NIST SRM 610 进行元素分馏校正, 具体方法见文献[16~18]. 3 个样品的年龄数据采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄; 1 个年龄大于 1 Ga 的锆石采用 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄进行讨论(在 ISOPLOT 3.7 上进行计算), 分析误差为 1σ.

2.3 测试结果

普兰店-瓦房店盆地玉皇顶安山岩(样品 SL0585)颗粒粒度较小, 以浅黄色为主, 锆石轴长宽比 1.3~3.7, 呈短柱-长柱状, 发育岩浆振荡环带(图 5(c)), 且绝大部分锆石的 Th^{232}/U^{238}=0.38~1.60>0.20 (表 2), 故为典型的岩浆锆石. 共测定 13 个颗粒的 13 个测点, 其中, 测点 10 和 11 中普通铅含量达到 20%左右, 明显太高, 可能会导致过量扣除普通铅, 使年龄偏小, 所以取 7 个测点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均为(126±6) Ma(95%置信度, MSWD=2.2, 图 10).

桂云花盆地里的安山岩(样品 SL05128)以浅黄色为主, 颗粒较小, 粒径不均匀, 20~75 μm, 多为碎片, 有的呈浑圆状, 阴极发光图像中, 锆石发育岩浆韵律和带状环带(图 6(c)), 且普遍的 $^{232}Th/^{238}U$>0.2(表 2), 故为典型的岩浆锆石. 共测定 20 个颗粒的 20 个测点, 其中 8 个测点 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为(2323±40) Ma(95%置信度, MSWD=9.5, 误差 1σ), 9 个测点平均年龄为(1747±60) Ma(95%置信度, MSWD=17, 误差 1σ), 另有几个颗粒具有 279~112 Ma 的年龄值. 锆石 U-Pb 谐和线图上的不一致线(图 10)给出了太古代和元古代的年龄. 它们是原岩部分熔融残余或者是岩浆上升过程中捕获围岩中的锆石颗粒. 只有两个年轻的年龄(120 和 112 Ma)代表着火山作用的年龄.

大营子盆地内桂云花组安山岩(样品 SL0826)和黄花甸盆地桂云花组流纹岩(样品 SL06078)年龄分别为(132±5) Ma(95%置信度, MSWD=11.7, 误差 1σ)和(135±1) Ma(92%置信度, MSWD=1.3, 误差 2σ)[12]. 二者记载了两个盆地火山作用的年龄, 进而表明控盆断层作用的活动年龄.

丹东桂云花组安山岩(样品 SL0768)锆石颗粒无色-淡黄色, 透明金刚光泽, 长短轴比 1.5∶1~3∶1, 多为浑圆柱状或碎片状. 阴极发光图像中, 发育与柱面方向平行的条带, 阴极发光性弱(图 7(c)). Th^{232}/U^{238}=0.63~2.44>0.2(表 2), 表明为岩浆锆石. 年代学分析测定 26 个颗粒的 26 个测点, 去除 $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄谐和度不好的年龄, 选取 13 个测点进行加权平均, 获得年龄(106±3) Ma(95%置信度, MSWD=2.4, 误差 1σ)(图 7(c)和 10).

通远堡盆地中花岗质岩脉(样品 SL0734-4)锆石颗粒无色-淡黄色, 透明玻璃光泽, 粒度较均匀, 粒径 75~150 μm, 半自形-自形, 短柱状-长柱状, 长短轴比 1∶1~2.5∶1, 内部可见大量暗色包体. 阴极发光图像中, 可见岩浆韵律环带(图 8(c)), 且 $^{232}Th/^{238}U$=0.56~1.43>0.2(表 2), 表明为典型的岩浆锆石. 年代学分析选取 26 个锆石颗粒的 26 个测点进行分析, 去除 $^{207}Pb/^{206}Pb$, $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄不谐和的测试点, 选取 21 个测点年龄进行加权平均, 获得年龄(116±2) Ma(95%置信度, MSWD=2.4, 图 10).

本溪桂云花组流纹岩(SL0719)锆石颗粒无色-淡黄色, 粒度均匀, 粒径 50~100 μm, 透明玻璃光泽, 自形长柱状, 多数破裂呈断片, 发育不规则熔蚀边. 阴极发光图像中可见清晰的岩浆韵律环带和扇状分带(图 9(c)), 且 Th^{232}/U^{238}=0.41~0.81>0.2(表 2), 表明为典型的岩浆锆石. 年代学分析选取 20 个锆石颗粒的 20 个测点分析, 获得加权平均年龄为(126±3) Ma(95%置信度, MSWD= 1.60, 图 10).

3 伸展构造组合特点与区域构造意义讨论

辽东地区是华北克拉通晚中生代破坏与岩石圈

表 2　辽东半岛伸展盆地中火山岩锆石 U-Pb 测年数据 a)

样品编号	$^{206}Pb_c$ (%)	U ($\mu g\ g^{-1}$)	Th ($\mu g\ g^{-1}$)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ(%)	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ(%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±1σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ ±1σ (Ma)	$^{206}Pb/^{238}U$ ±1σ (Ma)
SHRIMP													
SL0585-1	1.36	133	49	0.38	0.06	3.8	0.18	8.6	0.03	3.3	18 ±191	–	176±6
SL0585-2	2.20	156	116	0.77	0.06	4.9	0.13	23.7	0.02	5.2	–113 ±570	–	138±7
SL0585-3	0.81	616	954	1.60	0.05	2.4	0.12	4.7	0.02	3.1	–196 ±90	–	128±4
SL0585-5	1.94	55	50	0.93	0.30	11	2.56	12.3	0.07	3.6	3392 ±184	–	407±14
SL0585-6	0.48	446	351	0.81	0.05	2.2	0.14	5.5	0.02	3.5	119 ±101	–	130±5
SL0585-7	1.77	104	111	1.10	0.09	4.4	0.21	14.7	0.019	3.8	1232 ±278	–	120±5
SL0585-8	–	40	30	0.76	0.07	9.4	0.20	9.1	0.018	4.2	1194 ±158	–	113±5
SL0585-9	0.05	248	194	0.81	0.17	2.0	10.70	3.6	0.46	3.0	2565 ±33	–	2415±61
SL0585-10	21.09	66	42	0.66	0.15	5.8	–	–	0.02	8.5	–	–	104±9
SL0585-11	16.01	50	39	0.81	0.12	5.5	–	–	0.02	6.0	–	–	109±7
SL0585-12	1.83	147	2	0.01	0.07	4.6	0.15	13.6	0.02	4.9	299 ±291	–	131±6
SL0585-13	–	99	87	0.91	0.09	6.9	0.26	9.6	0.02	7.2	1577 ±118	–	124±9
样品编号	Pb ($\mu g\ g^{-1}$)	U ($\mu g\ g^{-1}$)	Th ($\mu g\ g^{-1}$)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±1σ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ ±1σ (Ma)	$^{206}Pb/^{238}U$ ±1σ (Ma)
LA-ICPMS													
SL05128-01	1190.35	869	143	0.16	0.10	0.00108	5.03	0.05947	0.35	0.00869	1682 ±28	1824 ±10	1951±41
SL05128-02	504.16	394	304	0.77	0.10	0.00106	5.02	0.05957	0.36	0.00882	1645 ±28	1823 ±10	1982±42
SL05128-03	460.28	368	104	0.28	0.10	0.00134	4.94	0.0686	0.35	0.00885	1650 ±26	1808 ±12	1949±42
SL05128-04	1245.71	763	303	0.40	0.14	0.00122	8.37	0.09062	0.45	0.01083	2170 ±27	2272 ±10	2386±48
SL05128-05	15.08	13	4	0.30	0.14	0.00842	6.01	0.30041	0.32	0.01199	2167 ±112	1978 ±43	1802±58
SL05128-06	245.40	200	117	0.59	0.10	0.00131	4.84	0.06516	0.34	0.00839	1687 ±26	1792 ±11	1882±40
SL05128-07	342.16	205	143	0.69	0.15	0.00162	9.55	0.11497	0.46	0.01121	2356 ±25	2393 ±11	2433±50
SL05128-08	482.20	462	223	0.48	0.10	0.00122	4.12	0.05217	0.29	0.00699	1698 ±27	1658 ±10	1625±35
SL05128-09	547.93	8332	3959	0.48	0.06	0.00309	0.14	0.00652	0.02	0.00044	557 ±118	134 ±6	112±3
SL05128-10	356.12	340	81	0.24	0.11	0.00135	3.96	0.0522	0.26	0.00646	1777 ±26	1627 ±11	1511±33
SL05128-11	573.45	341	143	0.42	0.15	0.00161	9.08	0.10675	0.43	0.01018	2400 ±25	2347 ±11	2283±46
SL05128-12	16.40	95	136	1.43	0.11	0.01856	0.56	0.09082	0.04	0.00195	1788 ±333	453 ±59	236±12
SL05128-13	12.19	74	11	0.15	0.05	0.00407	0.33	0.02284	0.04	0.00176	361 ±88	288 ±17	279±11
SL05128-14	451.56	317	92	0.29	0.15	0.00169	7.81	0.09716	0.38	0.00918	2322 ±24	2209 ±11	2087±43
SL05128-15	319.02	265	93	0.35	0.11	0.00153	5.41	0.07501	0.34	0.00828	1878 ±24	1886 ±12	1891±40
SL05128-16	162.14	114	94	0.82	0.16	0.00326	8.51	0.16785	0.39	0.01072	2431 ±22	2287 ±18	2127±50
SL05128-17	303.40	213	105	0.50	0.15	0.00547	7.73	0.18997	0.37	0.00943	2385 ±62	2200 ±22	2008±45
SL05128-18	58.25	738	439	0.60	0.07	0.00639	0.18	0.01552	0.02	0.00059	907 ±197	167 ±13	120±4
SL05128-19	107.09	112	96	0.86	0.12	0.00234	4.03	0.07621	0.25	0.00645	1921 ±22	1641 ±15	1430±33
SL05128-20	332.31	273	123	0.45	0.15	0.00236	7.85	0.12278	0.38	0.00946	2352 ±23	2214 ±14	2066±44
SL0768-01	19.46	273	424	1.54	0.07	0.00374	0.16	0.00792	0.02	0.00056	797 ±55	147 ±7	110±4
SL0768-02	28.53	381	605	1.59	0.06	0.01331	0.13	0.02743	0.02	0.0007	624 ±456	122 ±25	98±4
SL0768-03	31.83	528	1059	2.00	0.05	0.00315	0.10	0.00611	0.02	0.0005	60 ±77	96 ±6	98±3
SL0768-04	27.12	399	640	1.61	0.052	0.00296	0.12	0.00639	0.02	0.00051	295 ±66	117 ±6	109±3
SL0768-05	32.78	428	724	1.69	0.05	0.00796	0.09	0.0154	0.01	0.00074	±302	90 ±14	94±5
SL0768-06	48.09	817	1432	1.75	0.04	0.00799	0.09	0.01545	0.02	0.00104	–29 ±209	90 ±14	96±7
SL0768-07	5.31	72	45	0.63	0.07	0.0201	0.15	0.04182	0.02	0.00114	960 ±601	145 ±37	100±7
SL0768-08	18.17	209	306	1.47	0.08	0.01569	0.20	0.03919	0.02	0.00087	1098 ±451	181 ±33	119±5
SL0768-09	15.35	206	317	1.54	0.05	0.00603	0.13	0.01476	0.02	0.00082	261 ±170	127 ±13	120±5
SL0768-10	26.31	387	715	1.85	0.05	0.00339	0.11	0.00737	0.02	0.00058	136 ±85	110 ±7	109±4

续(表 2)

样品编号	Pb ($\mu g\ g^{-1}$)	U ($\mu g\ g^{-1}$)	Th ($\mu g\ g^{-1}$)	$^{232}Th/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ $\pm1\sigma$ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ $\pm1\sigma$ (Ma)	$^{206}Pb/^{238}U$ $\pm1\sigma$ (Ma)
SL0768-11	25.83	414	945	2.27	0.07	0.00274	0.16	0.00523	0.02	0.0004	1059 ±31	149 ±5	98±3
SL0768-12	26.75	402	710	1.75	0.05	0.00215	0.11	0.00463	0.02	0.00043	120 ±52	107 ±4	107±3
SL0768-13	21.69	309	531	1.72	0.05	0.00293	0.11	0.00635	0.02	0.00054	43 ±70	106 ±6	109±3
SL0768-14	29.78	418	707	1.69	0.07	0.00268	0.16	0.00599	0.02	0.00048	809 ±37	154 ±5	115±3
SL0768-15	31.26	511	836	1.64	0.07	0.0037	0.16	0.00757	0.02	0.00053	868 ±52	147 ±7	106±3
SL0768-16	29.09	426	356	0.83	0.05	0.00202	0.12	0.00448	0.02	0.00043	289 ±41	119 ±4	111±3
SL0768-17	61.56	895	2179	2.44	0.05	0.00278	0.12	0.00618	0.02	0.00053	195 ±65	116 ±6	112±3
SL0768-18	29.11	400	708	1.79	0.05	0.00278	0.13	0.00647	0.02	0.00056	224 ±63	123 ±6	118±4
SL0768-19	21.96	322	556	1.72	0.05	0.00271	0.12	0.00579	0.02	0.00048	307 ±59	116 ±5	107±3
SL0768-20	8.57	123	144	1.163	0.05	0.01085	0.12	0.02386	0.02	0.00072	409 ±406	119 ±22	105±5
SL0768-21	15.89	224	536	2.38	0.07	0.00411	0.17	0.00906	0.02	0.0006	897 ±58	159 ±8	114±4
SL0768-22	26.50	390	508	1.30	0.05	0.00322	0.11	0.00627	0.02	0.00051	233 ±75	104 ±6	99±3
SL0768-23	25.49	369	567	1.54	0.06	0.00331	0.14	0.0074	0.02	0.00056	528 ±61	135 ±7	114±4
SL0768-24	18.49	279	504	1.82	0.05	0.0033	0.12	0.00707	0.02	0.00056	223 ±79	113 ±6	108±4
SL0768-25	35.56	576	1113	1.92	0.05	0.00298	0.12	0.00594	0.02	0.00048	404 ±60	114 ±5	101±3
SL0768-26	15.71	256	322	1.27	0.05	0.0066	0.10	0.01331	0.02	0.00067	±261	95 ±12	98±4
SL0734-4-01	28.80	413	335	0.81	0.07	0.00313	0.16	0.00671	0.02	0.00049	882 ±42	153 ±6	110±3
SL0734-4-02	57.22	766	582	0.76	0.07	0.00617	0.18	0.01517	0.02	0.00054	898 ±191	167 ±13	120±3
SL0734-4-03	25.31	350	261	0.75	0.06	0.00212	0.15	0.00495	0.02	0.00046	624 ±32	146 ±4	118±3
SL0734-4-04	35.93	497	343	0.69	0.07	0.00705	0.17	0.01654	0.02	0.00058	930 ±215	163 ±14	115±4
SL0734-4-05	34.94	484	402	0.83	0.07	0.00284	0.19	0.00644	0.02	0.0005	1044 ±32	176 ±5	118±3
SL0734-4-06	41.70	599	350	0.58	0.06	0.00214	0.15	0.00479	0.02	0.00045	614 ±32	140 ±4	114±3
SL0734-4-07	47.06	647	502	0.78	0.05	0.00684	0.12	0.01553	0.02	0.00053	333 ±292	119 ±14	108±3
SL0734-4-08	59.59	814	656	0.81	0.08	0.0072	0.19	0.01697	0.02	0.00056	1127 ±193	179 ±14	116±4
SL0734-4-09	36.92	508	377	0.74	0.06	0.00239	0.15	0.00564	0.02	0.00051	461 ±42	138 ±5	120±3
SL0734-4-10	25.73	340	411	1.11	0.06	0.00302	0.15	0.00694	0.02	0.00053	641 ±50	146 ±6	117±3
SL0734-4-11	40.17	517	504	0.97	0.07	0.00734	0.17	0.01801	0.02	0.00056	798 ±245	157 ±16	118±4
SL0734-4-12	50.31	669	560	0.83	0.06	0.00605	0.17	0.01513	0.02	0.00056	765 ±205	160 ±13	122±4
SL0734-4-13	66.77	1023	1308	1.28	0.07	0.0064	0.16	0.01378	0.02	0.00045	926 ±195	149 ±12	105±3
SL0734-4-14	46.42	629	554	0.88	0.05	0.00169	0.14	0.00408	0.01899	0.00045	315 ±31	131 ±4	121±3
SL0734-4-15	95.32	1302	1861	1.43	0.11	0.00819	0.26	0.0188	0.02	0.00051	1724 ±147	235 ±15	114±3
SL0734-4-16	51.75	691	514	0.75	0.10	0.01027	0.22	0.02132	0.02	0.00052	1642 ±196	203 ±18	102±3
SL0734-4-17	98.22	1389	1604	1.15	0.07	0.00666	0.18	0.01498	0.02	0.00046	1014 ±192	161 ±13	109±3
SL0734-4-18	61.29	722	584	0.81	0.06	0.00842	0.15	0.02034	0.02	0.00057	623 ±314	142 ±18	115±4
SL0734-4-19	17.25	232	160	0.69	0.06	0.00996	0.15	0.02458	0.02	0.00082	612 ±372	146 ±22	119±5
SL0734-4-20	83.83	1165	1181	1.01	0.07	0.0051	0.17	0.01194	0.02	0.00045	828 ±165	155 ±10	115±3
SL0734-4-21	36.38	440	279	0.63	0.05	0.00193	0.14	0.00515	0.02	0.00053	165 ±42	135 ±5	133±3
SL0734-4-22	46.39	622	364	0.58	0.06	0.00575	0.16	0.01453	0.02	0.00057	558 ±222	147 ±13	123±4
SL0734-4-23	51.17	672	540	0.81	0.07	0.0068	0.17	0.01623	0.02	0.00053	882 ±214	160 ±14	116±3
SL0734-4-24	19.63	253	154	0.61	0.05	0.00271	0.13	0.00671	0.02	0.00058	125 ±67	124 ±6	124±4
SL0734-4-25	49.95	630	466	0.74	0.06	0.00467	0.17	0.01219	0.02	0.00051	619 ±172	157 ±11	128±3
SL0734-4-26	38.38	465	258	0.56	0.05	0.00184	0.15	0.00504	0.02	0.00053	258 ±36	144 ±4	137±3

续(表 2)

样品编号	Pb ($\mu g\ g^{-1}$)	U ($\mu g\ g^{-1}$)	Th ($\mu g\ g^{-1}$)	Th^{232}/U^{238}	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ $\pm1\sigma$ (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$ $\pm1\sigma$ (Ma)	$^{206}Pb/^{238}U$ $\pm1\sigma$ (Ma)
SL0719-01	18.35	215	118	0.55	0.05	0.00225	0.14	0.00601	0.02	0.00055	123 ±54	132 ±5	133±3
SL0719-02	12.43	148	83	0.56	0.05	0.00435	0.14	0.01084	0.02	0.0008	312 ±100	136 ±10	127±5
SL0719-03	12.38	152	76	0.50	0.05	0.0026	0.13	0.0068	0.02	0.00055	123 ±68	128 ±6	129±3
SL0719-04	11.43	142	66	0.46	0.05	0.00365	0.13	0.00905	0.02	0.00068	144 ±94	125 ±8	124±4
SL0719-05	13.95	169	103	0.61	0.05	0.0032	0.14	0.00808	0.02	0.00064	230 ±77	132 ±7	126±4
SL0719-06	89.90	1250	730	0.58	0.05	0.0011	0.1205	0.00258	0.02	0.0004	120 ±24	116 ±2	115±3
SL0719-07	16.19	201	104	0.52	0.05	0.00402	0.14	0.01011	0.02	0.00079	187 ±98	131 ±9	127±5
SL0719-08	12.13	149	66	0.44	0.05	0.00233	0.13	0.00604	0.02	0.00056	105 ±56	128 ±5	129±4
SL0719-09	11.55	154	77	0.50	0.05	0.00319	0.13	0.00765	0.02	0.00062	114 ±80	120 ±7	120±4
SL0719-10	13.29	172	82	0.48	0.05	0.00281	0.13	0.0068	0.02	0.00058	118 ±69	121 ±6	121±4
SL0719-11	12.19	149	68	0.46	0.05	0.00276	0.14	0.00714	0.02	0.00062	162 ±66	132 ±6	130±4
SL0719-12	14.40	166	78	0.47	0.05	0.00276	0.13	0.00706	0.02	0.00064	111 ±66	128 ±6	129±4
SL0719-13	15.74	203	95	0.47	0.05	0.00228	0.13	0.00568	0.02	0.00054	107 ±54	123 ±5	123±3
SL0719-14	12.93	161	69	0.43	0.05	0.00227	0.14	0.00571	0.02	0.00056	199 ±49	130 ±5	126±4
SL0719-15	12.28	156	85	0.55	0.05	0.00307	0.14	0.00767	0.02	0.00065	223 ±70	131 ±7	126±4
SL0719-16	11.62	145	60	0.41	0.05	0.00399	0.14	0.00964	0.02	0.00075	364 ±84	136 ±9	123±5
SL0719-17	12.96	144	81	0.56	0.05	0.00349	0.14	0.00996	0.02	0.00081	248 ±80	150 ±9	144±5
SL0719-18	12.35	163	84	0.52	0.05	0.0047	0.14	0.01124	0.02	0.00084	318 ±107	132 ±10	122±5
SL0719-19	14.92	197	113	0.57	0.05	0.00271	0.13	0.00653	0.02	0.0006	161 ±62	123 ±6	121±4
SL0719-20	15.84	184	149	0.81	0.05	0.00371	0.15	0.01023	0.02	0.00084	184 ±89	142 ±9	139±5

a) $^{206}Pb_c$ 为普通铅百分含量; Pb 为放射性成因

减薄最为强烈和典型的地区. 侏罗纪以来, 辽东地块受到强烈的构造-岩浆活动性的改造, 尤其是在白垩纪达到鼎盛阶段. 这一阶段的构造-岩浆活动性, 是华北克拉通岩石圈减薄和克拉通破坏的结果, 尤其是在晚中生代, 伸展作用异常强烈. 在对于辽东半岛西部辽南变质核杂岩深入研究的基础上, 在约 40000 km^2 范围内新近发现和厘定了数个新变质核杂岩构造(包括万福、达子营)和许多拆离断层构造[7,12], 它们的存在为阐明地壳的伸展与减薄提供了契机. 在伸展构造的组成、结构、产状、运动学方式与动力学特点等各个方面, 它们与华北克拉通区其他部位发育的伸展构造具有统一性, 但是在伸展构造特点、切割深度和发育时间等方面却存在着差异性.

3.1　辽东半岛伸展构造共性

辽东半岛伸展构造组合的发育是构造-岩浆-沉积-变质作用的共同体, 其中主要包括了拆离断层作用与变质核杂岩及伸展盆地的发育、大规模岩浆活动(火山与侵入作用)以及相应的角闪岩相-低绿片岩相变质作用, 各种作用过程之间有着密切的成生联系与变化. 对于辽南-万福变质核杂岩对、大营子-黄花甸拆离断层系、通远堡、丹东和本溪等伸展断陷盆地组合的研究, 揭示出以下相似性:

(1) 运动学的统一性. 尽管主拆离断层的延伸方向可以有很大的变化, 但是辽东半岛地区的伸展构造具有以 NWW-SEE 为主的伸展运动学指向, 区域拉伸线理与断层擦痕的统计平均方向以 SE130°~NW310°附近为主, 充分说明伸展构造的形成是在同一应力场中完成的.

(2) 几何学上的不对称性. 就单个伸展构造而言, 以不对称型式为主体, 充分反映了单剪作用的重要意义. 无论变质核杂岩的上叠盆地还是伸展断陷盆地常常是一些箕状断陷盆地, 受边缘铲状断裂控制. 从区域组合型式考虑, 伸展构造的共轭式或对称式表现较为明显. 辽南变质核杂岩与万福变质核杂岩构成一个变质核杂岩对, 而且辽南变质核杂岩和大营子拆离断层系具有倾向西的拆离断层, 断层下盘向 SEE 方向运动, 但万福变质核杂岩却具有倾向东的拆离断层, 断层下盘向着 NWW 方向运动.

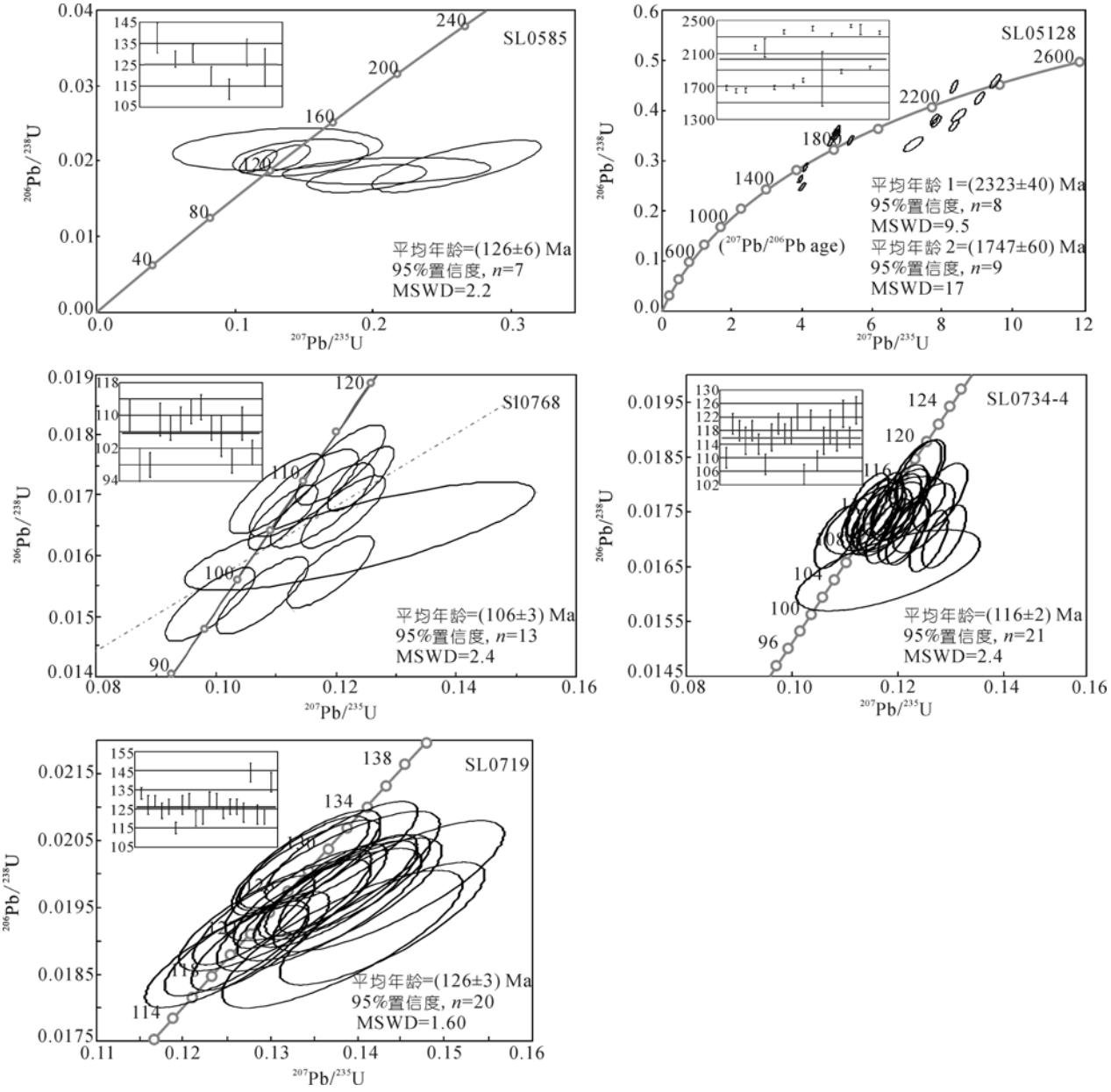


图 10　辽东半岛伸展盆地岩浆岩锆石 U-Pb 年龄谐和线图

(3) 强烈的构造-岩浆活动性是区域伸展构造发育的重要特点, 辽东半岛地区的早白垩世大规模岩浆活动性[19]主要表现为区域性花岗质岩石的侵入活动性. 与此同时, 在变质核杂岩与拆离断层的上叠盆地或伸展断陷盆地内普遍发育了中酸性(局部基性)的火山活动性. 后者直接受断陷盆地控制, 具有与伸展断陷一致的时间和空间关系, 并为伸展断陷活动提供了重要的时间与深部过程约束.

3.2　辽东半岛地区伸展构造不均匀性

(1) 伸展构造的分布. 具有分带性, 显示地壳切割深度与伸展量的不均匀性. 总体上西部地区以变质核杂岩的发育为典型特征, 中东部地区发育了拆离断层构造, 而东部地区则主要表现为断陷盆地的发育.

(2) 形成时间的差异性与跨越性. 辽东半岛地区的伸展构造组合总体形成于(135~106) Ma, 具有宏观

等时性, 但是不同地区伸展断陷作用及相伴的岩浆活动性却又有着一定的差异性. 对于伸展盆地火山岩锆石年代学的测定表明, 其中辽南-万福变质核杂岩对的剥露时间为 130~113 Ma[11], 本溪断陷盆地流纹岩年龄约为 126 Ma, 通远堡长英质岩脉年龄约为 116 Ma, 丹东断陷盆地英安岩年龄约为 106 Ma, 大营子拆离断层上叠盆地安山岩年龄约为 132 Ma.

(3) 断层产状与切割深度. 辽东半岛地区地壳伸展与拆离深度的差异性, 很重要的一点为不同地区伸展断层切割深度的差异, 表现在不同类型伸展构造的发育及其下盘岩石的变质程度差异. 伸展断陷盆地(通远堡、本溪和丹东)受高角度正断层控制, 仅仅发育于浅部层次, 断层切割深度小于 5 km, 下盘未剥露出变质岩石; 拆离断层(大营子)切过变质基底岩石, 往往是一些低角度正断层或正断层组合, 下盘可以剥露出高达低角闪岩相变质岩石; 变质核杂岩(辽南-万福)的主拆离断层切割深度大, 可以剥露出变质级别达到高角闪岩相的变质岩石.

3.3 区域变化

早白垩世的伸展构造组合在中国东部甚至欧亚大陆东部(从贝加尔向南经过蒙古北部, 到中国的东北和华北地区)广泛分布, 并表现出显著的分带性和宏观统一性[20~22](图 11).

在华北克拉通区与贝加尔湖畔, 以发育变质核杂岩为主, 局部有孤立发育的半地堑盆地[23]. 在华北克拉通区, 北缘发育了亚干与呼和浩特变质核杂岩, 南缘出现小秦岭变质核杂岩及大别山伸展构造[24], 在内陆地区发育了包括云蒙山变质核杂岩、医巫闾山变质核杂岩和辽南变质核杂岩等在内的一系列变质核杂岩构造[3]. 鉴于华北克拉通主体上被渤海湾盆地与鄂尔多斯盆地所覆盖, 难以揭示其深部白垩纪伸展构造的发育状况, 从地表出露的变质核杂岩的发育情况, 可以认为它们在华北克拉通区普遍存在, 又表现出显著的不均匀性. 在贝加尔-蒙古北部地区的 Khilok 带, 发育了十几个变质核杂岩构造[21,25]. Buteel 变质核杂岩与 Zagan 变质核杂岩侧向相连[26], 总体上 NE-SW 向延伸, 下盘均由正片麻岩、面理化-糜棱岩化的花岗质岩石及矽线石片麻岩、石英岩和斜长角闪岩等角闪岩相变质岩石组成, 其中的正长岩与碱性花岗岩给出侏罗纪年龄. 片麻岩系向上逐渐转变为主拆离断层带糜棱岩系岩石. 上盘岩石由未变质脆性变形的二叠纪与三叠纪火山-沉积岩组成, 并被同时代的花岗质岩体侵入. Buteel 变质核杂岩上叠盆地中发育了陆相碎屑岩与玄武岩建造, 其中的沉积岩中含有早白垩世化石组合, 而玄武岩具有 143~130 Ma 的 K-Ar 年龄[27]; 同时, Zagan 变质核杂岩拆离断层带上同构造新生矿物角闪石与黑云母的 K-Ar 年龄分别为(127±2)和 112 Ma. 另外, 两个变质核杂岩的主拆离断层带上保留了一致的剪切指向标志, 指示出下盘向 NW 方向运动的特点.

蒙古东部和南部、内蒙古银根-额济纳旗和大兴安岭-松辽盆地一线, 主要发育了大型半地堑盆地群(图 11). 东蒙古地区发育了 40 余个断陷盆地, 松辽地区发育了包括松辽断陷盆地(徐家围子断陷)及其外围盆地群(包括大杨树盆地、拉布达林盆地、根河盆地、孙吴-嘉荫盆地及大三江盆地等)[28]伸展构造组合, 局部发育变质核杂岩构造(即松辽变质核杂岩[29]). 区域上盆地及控盆断裂总体以 NNE 向展布为特征, 拆离断层下盘位移方向显示出 NWW-SEE 方向的区域性伸展作用. 松辽变质核杂岩以一条巨大的低角度拆离断层将上覆古生界浅变质沉积岩系和白垩系断陷盆地与下伏深变质岩系分隔开来[29]. 拆离断层带为一厚度变化不等的构造岩带, 钻井资料揭示出包括了较浅部的糜棱岩和深部的糜棱片麻岩. 下盘岩石由太古宙到侏罗纪(同位素年龄依次为: 2793, 305, 287 和 165 Ma)的变质岩和侵入岩构成, 包括片岩和片麻岩(变辉长岩、斜长角闪岩、变流纹质凝灰岩、绢云片岩、绿泥片岩和黑云母阳起石石英片岩等)[30], 并被二长花岗岩、花岗岩和闪长岩所侵入. 拆离断层带上盘的松辽断陷盆地与外围各个断陷盆地普遍具有相似的盆地充填序列, 下部为面型火山岩-裂陷沉积序列, 中部坳陷沉积序列, 上部反转沉积序列和顶部断坳沉积序列.

伸展构造与地壳拆离作用具有运动学极性(NWW-SEE)、几何学对称与不对称性、遍布全区但不均匀性以及形成时间的渐进与跨越性(主体为 130~110 Ma)等特点, 它们为探讨区域岩石圈伸展与破坏方式提供了重要的约束[3]. 图 11 示华北到贝加尔湖畔整个东亚地区白垩纪伸展构造的发育, 显现出 4 个构造域: Ⅰ和Ⅲ强烈伸展构造域发育大量的变质核杂岩构造, 而Ⅱ和Ⅳ弱伸展构造域以发育拆离断层及断陷盆地占主导地位, 局部发育有变质核杂岩构造(如松辽变质核杂岩[29]). 分带性在辽东半岛地

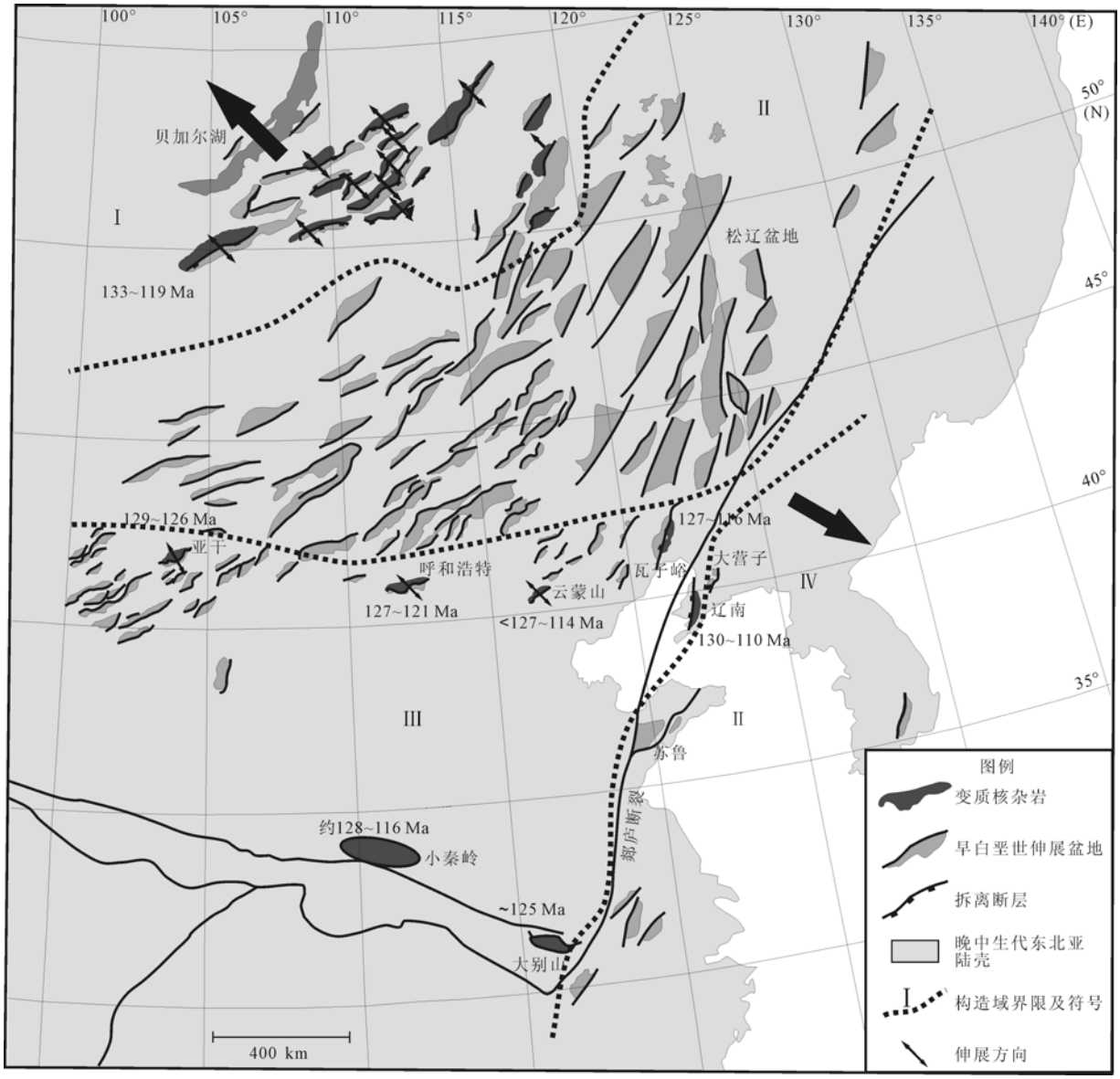


图 11　东亚地区伸展构造组合分带性[20~22,25]

I 和III, 变质核杂岩构造域; II, 断陷盆地构造域; Ⅳ, 拆离断层构造域

区有明显的体现, 西部地区以变质核杂岩为典型, 向东依次出现拆离断层和断陷盆地. 无论是辽东半岛还是东亚地区, 岩石圈破坏和减薄的不均一性与分带性都显而易见.

3.4　华北克拉通晚中生代岩石圈伸展与减薄机制讨论

早白垩世华北克拉通乃至东亚地区伸展构造广泛发育并具有共性与统一性. 它们具有运动学极性、几何不对称性、形成时间近等时性与跨越性、遍布但分布不均匀性和规模上具有级序性等[6]. 具有上述统一性特点的地壳伸展构造组合发育于相似的深部岩石圈结构背景环境中, 从辽宁东沟到内蒙古东乌珠穆沁旗地区穿过不同大地构造单元的 GGT 剖面上岩石圈厚度的均匀性充分证实了这一点[31].

东亚岩石圈的区域性 NW-SE 向均匀伸展是华北克拉通地区乃至东亚地区区域伸展构造发育的动力学背景环境的解释. 从辽南与万福变质核杂岩的成

对出现, 以及区域上主拆离断层带的面向规律可以认为, 伸展作用条件是一个均匀的具有纯剪特点的应力场. 华北克拉通乃至东亚地区伸展构造的分带性及其所显示的岩石圈变形特点的差异与壳幔结构的不均匀性变化密切相关.

基于岩石圈流变性分析和壳幔耦合与解耦规律建立的岩石圈伸展与壳-幔拆离模型, 对于早白垩世岩石圈减薄与地壳伸展构造的发育给予了合理的解释[32]. 以女山为代表的华北克拉通东部地区在晚中生代伸展作用过程中壳-幔具有典型的解耦性, 上部地壳、下部地壳和岩石圈地幔的变形具有显著差异性. 中上地壳与地幔发生拆离作用, 而下部地壳上部则以塑性流动变形占主导. 地壳拆离作用在浅部层次形成大量的伸展拆离构造, 导致下部地壳发生减压熔融而产生壳源岩浆活动性; 地壳拆离作用与地幔拆离作用共同引起岩石圈地幔内部的减压熔融, 并诱发软流圈地幔的局部上涌. 介于壳-幔之间或下地壳上部与下地壳下部之间存在一个滑移带, 也即壳-幔解耦带. 它们的存在一方面导致壳-幔之间具有显著的差异性, 另一方面为岩石圈地幔拆离诱发的幔源岩浆的底侵就位提供了有利空间. 以汉诺坝为代表的华北克拉通西部地区, 在伸展作用过程中壳幔呈耦合状. 下部地壳与岩石圈地幔共同构成流变学强度很高的岩石圈根. 这一地区由于具有较强的岩石圈根(下地壳+岩石圈地幔), 岩石圈(无论是地壳还是地幔)将很难发生区域性的拆离作用; 即使发生拆离作用, 也应主要集中于中上地壳层次.

对于早白垩世区域伸展作用的动力来源, 自侏罗纪以来开始发生西向(NWW 向)俯冲的 Izanagi 板块与欧亚板块之间的交互作用是最为重要的因素. 以下两个方面的过程都会引起欧亚板块边缘及东部(可以延伸到板内上千公里范围)岩石圈遭受强烈的伸展作用改造.

(1) 俯冲角度变化. 大洋岩石圈板块的初始俯冲作用, 起始于较低角度的俯冲, 这种环境中的大洋板块与大陆板块之间强烈推挤, 发生强烈的挤压变形. 随着俯冲作用的持续进行, 重力作用将促使俯冲中的板块下沉, 而使得俯冲角度逐渐增大. 它一方面直接导致岩石圈遭受一定的伸展作用, 另一个重要的效应在于使得下伏软流圈受到扰动而出现不平衡的循环, 也可能为上覆岩石圈板块中伸展应力场的产生做出一定的贡献(图 12(a)).

(2) Izanagi 板块俯冲回退. 俯冲中的 Izanagi 板块发生了回退效应, 这一点可以从大兴安岭-松辽地区

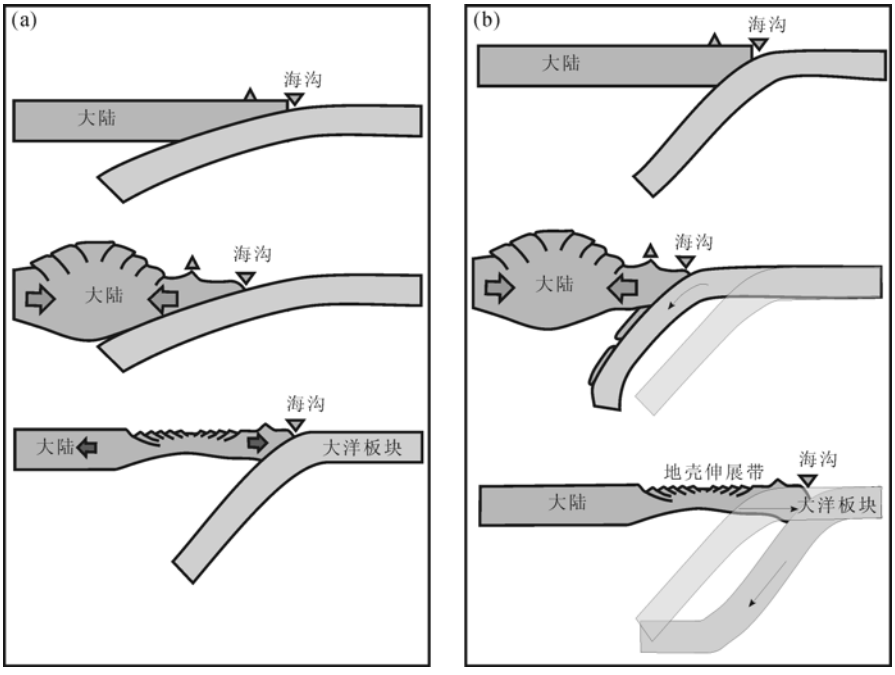


图 12　早白垩世 Izanagi 板块俯冲与欧亚板块的响应

(a) 俯冲角度变化; (b) Izanagi 板块俯冲回退

火山岩时代迁移研究中得到证实[33], 应用古地磁资料计算出的 Izanagi-欧亚板块相对运动速度变化得出了相同的结论. 回退的大洋板块直接影响着欧亚大陆板块边缘, 并波及其板内, 产生一个区域性 NW-SE 向伸展应力场(图 12(b)).

4 结论

(1) 辽东半岛地区广泛发育有多种不同类型的伸展构造型式, 主要包括伸展断陷盆地(通远堡、本溪和丹东)、拆离断层(大营子)和变质核杂岩(辽南和万福), 它们具有宏观一致性但却表现出一定的差异.

(2) 辽东半岛地区伸展构造的发育总体上介于 135~106 Ma 之间, 但是各个伸展构造的发育时间有一定的差异; 伸展构造宏观上构成共轭组合, 但单个伸展构造却具有不对称性.

(3) 华北、东北、华南乃至蒙古和俄罗斯远东地区的早白垩世伸展构造与辽东半岛地区伸展构造的发育具有统一的组合规律, 可以说辽东半岛地区伸展构造的发育是东亚早白垩世伸展构造域的缩影.

(4) Izanagi 板块与欧亚板块之间的交互作用以及东亚地区岩石圈结构调整、深部流体活动性和壳幔拆离作用是制约东亚地区早白垩世伸展构造发育的重要因素.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1 池际尚, 路凤香. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1996. 21
2 Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. Rapid exhumation and cooling of the Liaonan metamorphic core complex: Inferences from $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology and implications for Late Mesozoic extension in the eastern North China Craton. Geol Soc Am Bull, 2007, 119: 1405–1414
3 Liu J L, Guan H M, Ji M, et al. Late Mesozoic metamorphic core complexes: New constraints on lithosphere thinning in North China. Prog Nat Sci, 2006, 16: 633–638
4 Liu J L, Davis G A, Ji M, et al. Crustal detachment and destruction of the keel of North China Craton: Constraints from Late Mesozoic extensional structures. Earth Sci Front, 2008, 15: 72–81
5 朱志澄. 构造地质学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. 164–172
6 Liu J L, Davis G A, Lin Z Y, et al. The Liaonan metamorphic core complex, southeastern Liaoning Province, North China: A likely contribution to Cretaceous rotation of eastern Liaoning, Korea and continuous areas. Tectonophysics, 2005, 407: 65–80
7 关会梅, 刘俊来, 纪沫, 等. 辽宁南部万福变质核杂岩的发现及其区域构造意义. 地学前缘, 2008, 15: 199–208
8 吴福元, 杨进辉, 柳小明. 辽东半岛中生代花岗质岩浆作用的年代学格架. 高校地质学报, 2005, 11: 305–317
9 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 103–119
10 郭春丽, 吴福元, 杨进辉, 等. 中国东部早白垩世岩浆作用的伸展构造性质——以辽东半岛南部饮马湾山岩体为例. 岩石学报, 2004, 20: 1193–1204
11 纪沫, 刘俊来, 胡玲, 等. 辽南变质核杂岩饮马湾山和赵房岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 地质学报, 2009, 25: 173–181
12 申亮, 刘俊来, 胡玲, 等. 辽东半岛大营子拆离断层系及其区域构造意义. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 437—451
13 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. J Geol Soc, 1992, 149: 171–148
14 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks W C III, Ridley W I, eds. Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Rev Econ Geol, 1998, 7: 1–35
15 Xie Y X, Wenk H R, Matthies S. Plagioclase preferred orientation by TOF neutron diffraction and SEM-EBSD. Tectonophysics, 2003, 370: 269–286
16 Wedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. Geostand Newslett, 1995, 19: 1–23
17 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to *in situ* U-Pb zircon geochronology. Chem Geol, 2004, 211: 47–69
18 Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 2002, 192: 59–79
19 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granite in North China: Age and geochemical constrains on their petrogenesis. Chem Geol, 2002,

187: 143–173
20 Darby B J, Davis G A, Zhang X H, et al. The newly discovered Waziyu metamorphic core complex, Yiwulü Shan, western Liaoning Province, Northeast China. Earth Sci Front, 2004, 11: 143–155
21 Zorin Y A, Novoselova M R, Turutanov E K H, et al. Structures of the lithosphere of the Mongolia-Siberian Mountainous Province. J Geodyn, 1990, 11: 327–342
22 Lin W, Faure M, Moni P, et al. Mesozoic extensional tectonics in eastern margin of Eurasia Continent, the case study of South Liaodong Peninsula dome, NE China. J Geol, 2008, 116: 134–154
23 朱光, 胡召齐, 陈印, 等. 华北克拉通东部早白垩世伸展盆地的发育过程及其对克拉通破坏的指示. 地质通报, 2008, 27: 1594–1604
24 Ratschbacher L, Hacker B R, Calvert A, et al. Tectonics of the Qinling (Central China): Tectonostratigraphy, geochronology, and deformation history. Tectonophysics, 2003, 366: 1–53
25 Zorin Y A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhostk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 1999, 306: 33–56
26 Donskaya T V, Windley B F, Mazukabzov A M, et al. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia. J Geol Soc, 2008, 165: 405–421
27 Ivanov V G, Yarmolyuk V V, Smirnov V N. New data on the age of volcanism evidence in West-Zabaikalian late Mesozoic-Cenozoic volcanic domain. Doklady Earth Sci, 1995, 345: 648–652
28 杨建国, 吴河勇, 刘俊来. 大庆探区外围盆地中、新生代地层对比及四大勘探层系. 地质通报, 2006, 25: 1088–1093
29 张晓东, 余青, 陈发景, 等. 松辽盆地变质核杂岩和伸展断陷的构造特征及成因. 地学前缘, 2000, 7: 411–419
30 裴福萍, 许文良, 杨德彬, 等. 松辽盆地基底变质岩中锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 科学通报, 2006, 51: 2881–2887
31 卢造勋, 夏怀宽. 内蒙古东乌珠穆沁旗至辽宁东沟地学断面. 北京: 地震出版社, 1992
32 刘俊来, 纪沫, 夏浩然, 等. 华北克拉通晚中生代壳-幔拆离作用: 岩石流变学约束. 岩石学报, 2009, 25: 1819–1829
33 Wang P J, Liu W Z, Wang S X, et al. Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic composition of Mesozoic volcanic rocks in the Songliao Basin, NE China. Geochem J, 2006, 40: 149–159