小兴安岭西北部新开岭-科洛杂岩锆石 SHRIMP 年代学研究及其意义

苗来成^① 范蔚茗^① 张福勤^① 刘敦一^② 简平^② 施光海^① 陶华^② 石玉若^②

(^①中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ^②北京离子探针中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037.

E-mail: miaolc@mail.igcas.ac.cn)

摘要 兴蒙造山带东段小兴安岭西北部出露的新开岭-科洛杂岩主要由变质岩、构造片岩和花岗岩类组成. 前人依据变质程度将该杂岩划归为前寒武纪变质岩. 本文报道了科洛杂岩(黑云斜长片麻岩)、新开岭群构造片岩、新开岭杂岩中的门鹿河顶子含黑云二长花岗岩和冷川花岗闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄. 研究表明: (1) 科洛杂岩(黑云斜长片麻岩)的变质年龄为 $216 \pm 3 \text{ Ma}(2\sigma)$, 原岩年龄为 $337 \pm 7 \text{ Ma}(2\sigma)$. (2) 新开岭群构造片岩的原岩为中酸性火山岩, 喷发年龄为 $292 \pm 6 \text{ Ma}(2\sigma)$; (3) 门鹿河顶子含黑云二长花岗岩侵位于 $167 \pm 4 \text{ Ma}(2\sigma)$; (4) 冷川花岗闪长岩 $164 \pm 4 \text{ Ma}(2\sigma)$. 这表明新开岭-科洛变质岩并不是前寒武纪变质岩, 以前认为的本区古陆块可能并不存在. 结合研究区及区域资料, 新开岭-科洛杂岩可能代表了与印支期碰撞有关的变质杂岩, 在碰撞造山后或非造山伸展背景下, 新开岭-科洛杂岩中的主要花岗岩类于中侏罗世侵位.

关键词 锆石 SHRIMP 年代学 新开岭-科洛杂岩 小兴安岭

小兴安岭西北部处于我国兴蒙造山带东段, 是研究该造山带构造演化的关键地区之一. 前人对该地区的研究主要集中在(砂)金-铜矿床^[1~4]和火山岩^[5,6]及部分花岗岩类^[7,8]方面, 而对该区出露的重要地质单元——新开岭-科洛杂岩(包括花岗岩类、变质岩类和构造片岩)的研究却仅限于一般的地质调查工作^[9,10]. 特别是对该杂岩的时代及构造属性的认识存在严重的分歧. 姜春潮^[10]将新开岭杂岩中的变质岩和风水沟河一带的变质岩分别命名为新开岭群和风水沟河群, 时代置前寒武纪; 黑龙江省地质局第一区测队将这些变质岩统称为新开岭群, 并自上而下划分出风水沟河、北师河和播里沟 3 个岩组, 时代均置前奥陶纪, 而将其中的花岗岩类划为晚古生代侵入岩¹⁾; 李春昱等人^[11]则将这些变质岩视作该区的前寒武纪基底; 黑龙江省地质矿产局认为风水沟河地区的变质岩属晚元古代中期, 而将新开岭-科洛杂岩中的变质岩归为奥陶系^[12]. 上述对这些变质岩时代的推测主要依据其变质程度, 并没有可信的同位素年龄或其他实质性资料的支持, 而这种分歧很大程度上阻碍了人们对该地区乃至整个兴蒙造山带东段构造演化的理解和认识. 本文将报道对新开岭-科洛

杂岩的 SHRIMP 锆石年代学研究结果, 并探讨其区域地质构造意义.

1 地质特征

研究区位于大、小兴安岭接合部位, 东北隔黑龙江与俄罗斯为邻. 大地构造位置上看, 该区西北侧为额尔古纳地块, 南为松辽盆地(图 1). 区内出露有奥陶系-第四系地层, 其中早-中古生代地层(O-S-D)主要发育在新开岭-科洛杂岩西北侧, 为一套岛弧和浊积岩建造^[12], 在岛弧火山岩建造中产有多宝山超大型斑岩型铜矿^[1], 而晚古生界则主要分布于杂岩东南侧(图 1).

新开岭-科洛杂岩呈北东-南西向的穹状隆起(即新开岭隆起^[12])分布于黑河-嫩江之间(图 1), 并与区域构造线展布方向一致, 其与周围地层以低角度断层或韧性剪切带相接触, 且两侧断层的产状相反, 均向外倾, 倾角 $10^\circ \sim 30^\circ$. 根据野外调查, 该杂岩主要由变质岩和混合岩类(科洛杂岩)、构造片岩类(新开岭群)和花岗岩类(新开岭杂岩)三部分组成. 花岗岩类由多个岩体组成, 岩石组合为花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩、碱性花岗岩及少量的闪长岩, 大部

1) 黑龙江省地质局第一区测队, 中华人民共和国区域地质调查报告(1:20万沐河屯幅、3号罕达气幅和霍龙门幅), 1977

分遭受过强烈的变形作用改造, 暗色矿物呈定向-半定向排列。变质岩和混合岩类包括片麻岩、片岩类和混合岩。其中片麻岩主要为黑云斜长片麻岩及角闪斜长片麻岩; 片岩类包括黑云绿泥片岩、绿帘阳起片岩和绿帘钠长绿泥片岩等。这些变质岩多呈“残留体”“漂浮”于花岗岩之中。混合岩的基体既有花岗岩类, 也有变质岩类, 脉体则为注入交代而成的硅质和钾质条带。构造片岩类主要分布在杂岩的边部(图1), 其岩性与岩体内部变质岩中的片岩类大体相似, 但离杂岩较远的地方, 构造片岩类仅表现为片理化或糜棱岩化的特征, 并无变质矿物出现。

2 分析方法

锆石用常规方法分选,并在双目显微镜下挑纯

后,与标样锆石一起制靶。详细的制靶过程请参阅文献[13]。样品靶制成后,首先在光学显微镜下对被测样品进行照相(包括透射光和反射光),然后在电子探针下进行锆石阴极发光(CL)及背散射电子(BSE)图像的综合研究,以查明锆石的发生、发展史及其成因^[14,15],同时可以保证 SHRIMP 测点位于最佳部位(如避开有包裹体或杂质、裂缝、U 含量特高部位和横跨在核-增生层的边界上等)。最后,将靶渡金(增加导电性)后,在 SHRIMP II 上进行 U-Th-Pb 分析。

锆石 SHRIMP U-Pb 分析在北京离子探针中心 SHRIMP II 上完成。在分析过程中,应用标准锆石 TEM(417 Ma)进行元素间的分馏校正, Pb/U 校正公式采用 $Pb/U = A (UO/U)^{-2}$ [16]; 采用澳大利亚国立大学地

图 1 大、小兴安岭接合部新开岭地区地质简图

1. 中新代沉积物; 2. 新生代火山岩; 3. 中生代火山沉积岩; 4. 晚古生界(C-P); 5. 早古生界(O-S-D); 6. 构造片岩; 7. 花岗岩-片麻岩; 8. 花岗岩; 9. 断层; 10. 拆离断层; 11. 岩体(岩相)界线; 12. 糜棱岩化及混合岩化带; 13. SHRIMP 样品采样位置。主要岩体名称: I. 双霞; II. 冷川; III. 门鹿河顶子; IV. 大黑山; V. 泥鳅河顶子; VI. 王峰; VII. 玻璃亚; VIII. 科洛

学院标准锆石 SL13(年龄, 572 Ma; U 含量: 238 $\mu\text{g/g}$) 标定所测锆石的 U, Th 和 Pb 含量. 更为详细的 SHRIMP 分析方法和过程请参阅有关文献^[17-20].

数据处理和年龄计算采用澳大利亚国立大学 PRAWN 程序^[21]; 衰变常数使用 Steiger 等人^[22]推荐值; 普通铅校正使用直接测定 ^{204}Pb 方法^[17]. 因年轻锆石(< 1000 Ma)中放射成因 ^{207}Pb 量较少, 分析中容易产生较大的误差, 因此对年轻锆石(< 1000 Ma)均使用其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄, 而对较老锆石(> 1000 Ma)则使用其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄. 本文表 1 中所列数据均为同一测点连续 5 次分析的平均值, 误差为 1σ , 但样品最终年龄的加权平均值的误差则为 2σ .

3 样品描述和分析结果

我们对取自新开岭-科洛杂岩中的 1 个片麻岩样品(2002NJ-7)、1 个构造片岩样品(2002NJ-2)和 2 个花岗岩类样品(2002XKL-2 和 2002XKL-7)进行了锆石 SHRIMP 年龄测定. 具体的采样位置示于图 1(b)中.

3.1 科洛杂岩(黑云斜长片麻岩, 样品 2002NJ-7)

样品 2002NJ-7 取自嫩江城东北出露的新鲜变质岩(科洛杂岩; 位置: $49^{\circ}15'15''\text{N}$, $125^{\circ}40'7''\text{E}$), 岩性为黑云斜长片麻岩. 岩石具片麻状构造, 鳞片粒状变晶结构, 主要矿物有斜长石(60%~65%; An 含量 27% 左右)、黑云母(25%)和石英(10%), 推测其原岩为中酸性岩浆岩. 该样品中锆石为短柱状晶体, 长宽比约为 2:1, 多数晶棱不明显. 阴极发光图像显示, 锆石内部结构较复杂(图 2(a)), 一般核部发育有韵律生长环带, 且其形态不规则, 具岩浆锆石特征, 边部没有明显的结构特征, 为变质增生成因. 这种核-增生结构是高级变质岩中锆石的常见结构^[14].

对该样品中的 20 颗锆石共进行了 26 个点的分析(表 1), 得到的年龄可分为 4 组(图 3(a)). 第 1 组由 2 个分析点构成, 年龄分别为 378 ± 16 和 385 ± 10 Ma, 为该样品中测出的最老年龄. 第 2 组由 7 个分析组成, 其加权平均年龄为 333 ± 7 Ma($\chi^2 = 0.37$). 第 3 组是主年龄组, 包括 14 个分析点, 其中分析点(L5.1)为统计离群点, 分析点 L19.2 的分析误差大, 未参加计算外, 其余 12 个分析给出了基本一致的年龄为 213~235 Ma(表 1), 在一致曲线图中集中分布(图 3(a)), 加权平均年龄为 216 ± 3 Ma($\chi^2 = 1.79$). 第 4 组包括 3 个分析点, 分别给出较年轻的年龄 170 ± 5 , 165 ± 4 和 147 ± 4 Ma.

由于该片麻岩的原岩是火成岩类, 因此, 我们将

第 1 组两个最老的锆石解释为继承或捕获锆石, 而第 2 组年龄的测点主要是从韵律生长环带较发育的锆石核部得到的, 其平均年龄 333 ± 7 Ma(2σ)代表岩浆结晶年龄. 第 3 组年龄测点多数位于锆石边部增生部分, 其 Th/U 比值(< 0.4)明显低于前两组锆石(见表 1), 因此, 其平均年龄 216 ± 6 Ma(2σ)反映黑云斜长片麻岩的变质时代. 第 4 组 3 个年轻年龄中, 最小的年龄 147 ± 4 Ma 为不一致年龄, 另外 2 个年龄与花岗岩的侵位结晶年龄(下述)相近, 可能反映了后期事件影响.

3.2 新开岭群构造片岩(样品 2002NJ-2)

构造片岩样品(2002NJ-2)为糜棱岩化的中酸性火成岩(取样位置: $49^{\circ}21'2''\text{N}$, $125^{\circ}24'24''\text{E}$). 岩石具片状构造, 变斑状结构, 斑晶全部为斜长石(10%; An 含量 25% 左右), 多数为眼球状, 个别为自形板状; 基质由细粒斜长石(30%~35%)、钾长石(30%)、石英(20%)和少量新生绢云母(<5%)及绿帘石等组成. 石英亚颗粒化明显, 并与鳞片状绢云母等一起呈条纹状定向排列. 岩石中锆石多为短柱状, 个别为长柱状. 阴极发光图像(CL)显示, 所有锆石均发育有较清晰的生长环带(图 2(b)), 具岩浆锆石特征.

对该样品锆石进行的 15 个分析中, 有 14 个分析给出基本一致的年龄(表 1), 在一致曲线图中集中分布于一致曲线上或其附近, 加权平均年龄为 292 ± 6 Ma($\chi^2 = 0.52$), 该年龄被解释为构造片岩原岩(中酸性火成岩)的结晶年龄. 一个分析点(表 1 中点 J11.1)给出年轻的近一致年龄 172 ± 6 Ma. 该年龄与黑云斜长片麻岩样品中最小一组年龄及花岗岩的侵位年龄基本一致, 可能是受该事件影响的结果.

3.3 门鹿河顶子岩体(含黑云二长花岗岩, 样品 2002XKL-7)

样品 2002XKL-7 采自新开岭村以西的门鹿河顶子花岗岩(位置: $50^{\circ}15'25''\text{N}$, $126^{\circ}47'45''\text{E}$). 岩石为自形-半自形粒状结构, 弱片麻状构造, 主要由斜长石(40%; An 含量 24% 左右)、石英(25%~30%)、钾长石(25%~30%)和黑云母(< 5%)等组成, 其中黑云母定向-半定向排列, 石英具波状消光, 局部可见斜长石发生膝折, 说明曾受到过构造变形影响. 这一样品中的锆石多为短柱状, 个别呈长柱状, 发育韵律环带结构(图 2(c)), 属典型的岩浆锆石.

在 13 颗锆石的 13 个分析(表 1)中, 12 个分析给出基本一致的年龄(154~182 Ma), 在一致曲线图中分

表1 小兴安岭西北部新开岭-科洛杂岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果

点号	U / $\mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/U	Pb* / $\mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$	$f_{206}/\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma
样品 2002NJ-7											
*L1.1	378	30	0.08	9	—	0.0259(6)	0.184(8)	0.0517(16)	165(4)	172(7)	273(74)
L2.1	320	90	0.28	10	0.02	0.0341(9)	0.189(30)	0.0402(62)	216(6)	176(26)	0(0)
L3.1	436	249	0.57	24	0.01	0.0520(17)	0.370(21)	0.0516(22)	327(11)	320(16)	267(102)
L3.2	160	8	0.05	5	0.01	0.0353(12)	0.265(28)	0.0545(53)	223(7)	239(23)	392(234)
L3.3	1080	64	0.06	33	0.01	0.0337(7)	0.222(10)	0.0477(17)	213(4)	203(8)	86(84)
*L4.1	228	144	0.63	15	0.01	0.0615(16)	0.463(40)	0.0546(43)	385(10)	386(28)	394(188)
L5.1	1136	36	0.03	32	—	0.0311(8)	0.214(10)	0.0500(19)	197(5)	197(9)	193(88)
L6.1	178	76	0.43	6	0.02	0.0351(11)	0.187(49)	0.0386(100)	222(7)	174(43)	0(0)
L7.1	504	37	0.07	16	0.01	0.0342(7)	0.227(17)	0.0480(33)	217(5)	207(14)	100(155)
*L8.1	315	11	0.03	6	0.01	0.0230(6)	0.130(18)	0.0409(55)	147(4)	124(16)	0(0)
L9.1	274	19	0.07	9	0.02	0.0356(8)	0.200(23)	0.0407(45)	225(5)	185(20)	0(0)
L10.1	652	545	0.84	39	—	0.0522(13)	0.373(15)	0.0518(14)	328(8)	322(11)	277(64)
*L10.2	833	20	0.02	20	—	0.0268(9)	0.185(9)	0.0502(15)	170(5)	173(7)	203(70)
L11.1	157	86	0.55	9	0.02	0.0533(15)	0.311(46)	0.0423(59)	335(9)	275(36)	0(0)
L13.1	578	39	0.07	20	—	0.0371(8)	0.253(12)	0.0494(19)	235(5)	229(10)	167(94)
L12.1	342	10	0.03	12	0.01	0.0372(10)	0.260(17)	0.0507(28)	235(6)	235(14)	226(131)
L12.2	270	61	0.22	9	—	0.0346(10)	0.240(13)	0.0505(22)	219(6)	219(11)	216(104)
L14.1	192	75	0.39	6	0.03	0.0340(9)	0.187(33)	0.0399(69)	216(6)	174(29)	0(0)
L15.1	305	230	0.75	19	—	0.0544(14)	0.414(25)	0.0552(29)	341(8)	352(18)	422(123)
L15.2	180	20	0.11	5	0.03	0.0342(12)	0.159(47)	0.0339(97)	217(7)	150(42)	0(0)
L16.1	114	47	0.41	6	0.02	0.0521(19)	0.318(59)	0.0443(79)	327(11)	280(47)	0(0)
L17.1	247	242	0.98	16	0.01	0.0536(12)	0.373(30)	0.0505(37)	337(7)	322(22)	220(179)
*L18.1	78	49	0.63	5	0.03	0.0604(26)	0.406(75)	0.0487(85)	378(16)	346(56)	134(365)
L19.1	273	126	0.46	15	0.02	0.0526(18)	0.318(33)	0.0439(42)	330(11)	281(26)	0(0)
*L19.2	39	32	0.82	2	—	0.0351(32)	0.329(99)	0.0681(187)	222(20)	289(78)	870(705)
L20.1	185	70	0.38	6	0.01	0.0338(9)	0.257(26)	0.0551(52)	215(6)	232(21)	415(224)
样品 2002NJ-2											
J1.1	276	295	1.07	16	—	0.0466(16)	0.360(19)	0.0560(20)	294(10)	312(14)	454(82)
J2.1	151	162	1.07	9	0.01	0.0486(19)	0.332(35)	0.0495(46)	306(12)	291(27)	173(203)
J3.1	40	27	0.66	2	0.05	0.0456(20)	0.221(102)	0.0351(160)	287(12)	203(89)	0(0)
J4.1	202	102	0.50	10	0.01	0.0462(20)	0.360(32)	0.0565(41)	291(12)	312(24)	473(170)
J5.1	105	95	0.91	6	—	0.0479(23)	0.453(41)	0.0686(49)	301(14)	379(29)	886(155)
J6.1	185	149	0.80	10	0.01	0.0468(24)	0.382(33)	0.0592(37)	295(15)	328(25)	573(143)
J7.1	410	354	0.86	22	—	0.0471(18)	0.343(18)	0.0529(15)	296(11)	299(13)	322(67)
J8.1	130	96	0.74	7	0.01	0.0482(15)	0.338(33)	0.0509(44)	303(10)	295(25)	234(214)
J9.1	67	31	0.46	3	0.02	0.0453(19)	0.374(63)	0.0599(95)	286(12)	323(48)	599(385)

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2003-48-22-2315>

续表 1

点号	U / $\mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/U	Pb* / $\mu\text{m} \cdot \text{g}^{-1}$	$f_{206}/\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma
J10.1	182	97	0.53	9	0.01	0.0464(16)	0.338(30)	0.0528(41)	292(10)	296(23)	322(187)
*J11.1	106	63	0.60	3	0.02	0.0271(10)	0.181(36)	0.0486(93)	172(6)	169(32)	129(527)
J12.1	230	141	0.61	11	—	0.0441(17)	0.341(19)	0.0561(20)	278(11)	298(15)	456(82)
J13.1	118	72	0.61	6	—	0.0446(18)	0.361(26)	0.0588(32)	281(11)	313(20)	559(125)
J14.1	110	88	0.80	6	0.01	0.0457(18)	0.322(40)	0.0510(58)	288(11)	283(31)	242(242)
J15.1	70	47	0.66	3	0.03	0.0458(19)	0.272(64)	0.0431(97)	289(12)	244(52)	0(0)
样品 2002XKL-7											
I1.1	479	348	0.73	14	0.01	0.0261(13)	0.160(20)	0.0445(49)	166(8)	151(18)	0(0)
I2.1	295	204	0.69	8	0.01	0.0263(8)	0.191(17)	0.0527(41)	167(5)	177(14)	315(186)
I3.1	583	334	0.57	18	0.01	0.0286(12)	0.203(13)	0.0515(22)	182(7)	188(11)	262(101)
I4.1	493	323	0.65	15	0.01	0.0282(10)	0.184(16)	0.0473(35)	179(6)	171(14)	66(167)
*I5.1	785	1198	1.53	58	—	0.0556(20)	0.420(17)	0.0547(9)	349(12)	356(12)	402(38)
I6.1	182	137	0.75	5	0.01	0.0251(9)	0.170(17)	0.0491(43)	160(6)	159(15)	152(192)
I7.1	626	566	0.90	17	0.01	0.0244(7)	0.163(11)	0.0485(28)	155(4)	154(10)	124(130)
I8.1	403	445	1.10	12	0.02	0.0254(9)	0.142(19)	0.0404(51)	162(5)	134(17)	0(0)
I9.1	242	216	0.89	7	0.01	0.0242(12)	0.188(19)	0.0564(47)	154(8)	175(17)	469(196)
I10.1	194	239	1.24	6	0.02	0.0256(14)	0.175(29)	0.0496(74)	163(9)	164(25)	175(317)
I11.1	813	481	0.59	24	—	0.0275(12)	0.188(11)	0.0495(18)	175(7)	175(10)	174(89)
I13.1	668	508	0.76	21	—	0.0278(8)	0.189(10)	0.0493(19)	177(5)	176(8)	163(94)
I14.1	479	465	0.97	15	0.01	0.0266(8)	0.169(18)	0.0462(45)	169(5)	159(16)	9(218)
样品 2002XKL-2											
*R1.1	993	756	0.76	67	—	0.0611(14)	0.445(13)	0.0528(9)	382(9)	374(9)	321(37)
R2.1	5500	1794	0.33	140	—	0.0257(7)	0.175(5)	0.0493(4)	164(4)	164(4)	160(21)
*R3.1	427	336	0.79	24	0.01	0.0470(17)	0.429(27)	0.0662(31)	296(10)	362(19)	813(100)
*R4.1	554	150	0.27	20	0.01	0.0358(13)	0.243(14)	0.0493(20)	227(8)	221(11)	163(98)
R5.1	1517	450	0.30	40	—	0.0271(10)	0.177(9)	0.0475(13)	172(7)	166(8)	75(63)
R6.1	1064	50	0.05	27	0.01	0.0279(10)	0.179(9)	0.0466(16)	177(6)	167(8)	30(79)
*R8.1	407	239	0.59	14	—	0.0318(11)	0.220(11)	0.0501(16)	202(7)	202(9)	201(77)
*R9.1	1022	122	0.12	30	—	0.0310(11)	0.216(11)	0.0505(16)	197(7)	199(9)	219(77)
R10.1	238	51	0.21	6	0.01	0.0259(13)	0.190(17)	0.0532(38)	165(8)	177(15)	335(172)
R12.1	4295	1298	0.30	108	—	0.0255(12)	0.180(9)	0.0512(5)	162(8)	168(8)	250(23)
R14.1	8623	2416	0.28	214	—	0.0253(10)	0.172(7)	0.0493(4)	161(6)	161(6)	162(17)
*R15.1	447	365	0.82	31	—	0.0591(24)	0.454(24)	0.0558(16)	370(14)	380(17)	443(65)
*R16.1	708	406	0.57	46	—	0.0602(25)	0.458(21)	0.0552(9)	377(15)	383(15)	418(35)
R17.1	2862	1007	0.35	71	—	0.0247(9)	0.170(7)	0.0499(7)	157(6)	159(6)	190(34)
R18.1	747	108	0.14	17	—	0.0245(9)	0.164(9)	0.0485(20)	156(5)	154(8)	125(97)
R19.1	6572	3657	0.56	172	—	0.0248(9)	0.174(7)	0.0510(4)	158(6)	163(6)	239(19)

a) f_{206} 指普通 ^{206}Pb 占全部 ^{206}Pb 的百分数; 所有误差为 1σ , 所列最末几位数字; 测点号前带*号为离群值

图2 新开岭-科洛杂岩中锆石特征及 SHRIMP 测点位置

(a) 科洛杂岩中黑云斜长片麻岩(样品 2002NJ-7)锆石 CL 图像; (b) 新开岭群构造片岩(样品 2002NJ-2)锆石 CL 图像; (c) 门鹿河顶子岩体含黑云二长花岗岩(样品 2002XKL-7)锆石 CL 图像; (d) 冷川岩体花岗闪长岩(样品 2002XKL-2)锆石 BSE 图像

布于一致曲线之上或其附近(图 3(c)), 给出的加权平均年龄为 167 ± 4 Ma ($\chi^2 = 2.29$). 该年龄解释为门鹿河顶子含黑云二长花岗岩的侵位年龄. 另有一个颗粒(表 1 中分析点 I5.1)给出了较老的 349 ± 12 Ma 的年龄, 该锆石与大部分锆石不同, 它没有明显的韵律环带结构, 可能是继承或捕获锆石.

3.4 冷川岩体(花岗闪长岩, 样品 2002X KL-2)

样品 2002XKL-2 取自新开岭村以东冷川岩体(位

置: $50^{\circ}13'29''$ N, $126^{\circ}54'29''$ E), 岩性为花岗闪长岩, 发育有弱的片麻理, 粒状结构, 主要矿物为斜长石(45%~50%; An 含量 27%左右)、钾长石(20%~25%)、石英(25%~30%)和少量的白云母及绿帘石(1%~2%). 岩石也遭受到变形改造, 其变形特征与 2000XKL-7 样品相似. 此样品中锆石为短柱状晶体, 多数发育韵律环带结构(图 2(d)), 说明它们是岩浆成因的锆石.

对该样品中 16 颗锆石的 16 个分析(表 1)中, 9 个

图 3 小兴安岭西北部新开岭-科洛杂岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析结果

分析给出基本一致的年龄为 157~177 Ma, 在谐和图上集中分布于一致曲线上或其附近(图 3(d)), 加权平均年龄为 $164 \pm 4 \text{ Ma}$ ($\chi^2 = 1.26$). 该年龄解释为冷川花岗闪长岩的侵位年龄, 它与门鹿河顶子含黑云二长花岗岩的侵位年龄 $167 \pm 4 \text{ Ma}$ 在误差范围内是一致的.

这一样品还得到了一组较老的 382~353 Ma 年龄(图 3(d), 分析点 R1.1, R15.1 和 R16.1), 说明岩石中存在古生代的继承锆石. 此外, 一些锆石给出了 296~197 Ma 的年龄(分析 R8.1, R9.1, R3.1 和 R4.1), 在一致曲线图中较为分散. 这些锆石可能是继承或捕获锆石, 也可能是锆石中混合晶域的分析结果, 没有明确的地质意义.

4 讨论与结论

新开岭-科洛杂岩构成新开岭隆起的主体, 主要由花岗岩-片麻状花岗岩、片麻状/条带状混合岩化片麻岩和各类构造片岩 3 个单元组成. 本次研究表明科洛杂岩(黑云斜长片麻岩)的变质年龄为 $216 \pm 3 \text{ Ma}$

(2σ), 原岩年龄为 $337 \pm 7 \text{ Ma}$ (2σ). 科洛杂岩中的变质岩曾被认为是前寒武或前奥陶纪变质岩^[10], 为“嫩江地块”的基底^[11], 并与北部呼玛一带的兴华渡口群相对比, 时代置晚元代中期^[12], 但我们的 SHRIMP 分析结果没有发现任何前寒武纪的继承锆石, 最老的继承性锆石年龄小于 400 Ma, 其 Th/U 比显示岩浆锆石的特点, 表明这些变质岩的原岩是晚古生代岩浆作用产物. 变质岩中继承锆石具有平均年龄为 216 Ma 变质增生边, 清晰反映出这些变质岩是印支期强烈构造-热事件的产物. 这表明, 作为“嫩江地块”典型露头区, 这些变质岩不是前寒武纪变质岩; 这也暗示松辽盆地的西北部应同样不存在古老的前寒武纪变质基底. Wu 等人^[23]对钻探获取的松辽盆地中北部基底片麻状花岗岩岩芯年龄测定和同位素地球化学示踪结果同样显示不存在古老的地壳基底. 区域上, 显生宙花岗岩的 Sm-Nd 模式年龄均小于 1000 Ma^[8], 暗示源区具有年青地壳特征, 至少不支持大、小兴安岭结合部存在大范围的(早)前寒武纪古老基底.

新开岭杂岩是由“新开岭群”和新开岭花岗质杂岩构成的。“新开岭群”片岩分布在长垣状的新开岭花岗质杂岩东、西两侧。依据我们的野外研究,这些片岩系是韧性变形的产物。新开岭花岗质杂岩两侧和顶部也多发生低角度韧性变形,变形部位岩相变化迅速,含有较多围岩构造岩片或透镜体,与变质核杂岩的构造特征相似。其西北侧的多宝山区早、中古生代火山-碎屑岩地体具有明显的向东南方向的低角度逆掩推覆构造特征(另文论述)。在与新开岭杂岩结合部位发育新开岭群构造片岩,野外露头上表现出明显的剪切反转,对称眼球构造发育,暗示新开岭地区以新开岭变质-岩浆杂岩所代表的伸展构造发生在大规模区域性发育的推覆构造之后。本文用于年龄测定的新开岭群的构造片岩位于新开岭杂岩的北西缘变形带,是新开岭杂岩和多宝山地体的结合部位,样品(2002NJ-2)的岩性为具片麻状构造的绿泥石化晶屑凝灰岩,原岩是中酸性火山岩,因而其锆石 SHRIMP 年龄 $292 \pm 6 \text{ Ma}(2\sigma)$ 应代表火山岩的峰年龄。新开岭花岗质杂岩中门鹿河顶子含黑云二长花岗岩的年龄为 $167 \pm 4 \text{ Ma}(2\sigma)$; 冷川花岗闪长岩的年龄为 $164 \pm 4 \text{ Ma}(2\sigma)$ 。二者均具有小于 400 Ma 的继承性锆石年龄,反映这些花岗质岩类地壳源区与科洛杂岩原岩相当,或者科洛杂岩就是被新开岭花岗岩侵位抬升的地壳源区。另外,科洛杂岩的变形、变质作用发生在新开岭花岗质杂岩侵位之前,应代表新开岭地区构造动力体制的反转,即前者可能与多宝山区推覆构造发生的时代一致,后者代表中生代中晚期的伸展构造。

Wu 等人^[7]和孙德有等人^[24]根据对小兴安岭西北部地区 A 型花岗岩的研究,指出索伦山-贺根山-扎来赓缝合带代表华北与西伯利亚板块间的碰撞拼合带,其东延经嫩江至黑河一带,并依据 A 型花岗岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄 $290\sim 260 \text{ Ma}$ 推测华北与西伯利亚板块碰撞拼合时代在石炭纪。Chen 等人^[25]认为内蒙古中部索伦-苏左旗-锡林浩特缝合带代表上述两板块的缝合带,其碰撞拼合时代为印支期。最近的研究表明,兴蒙造山带二叠世时仍存在洋盆(贺根山蛇绿岩^[26]辉长岩锆石 SHRIMP 年龄 $320\sim 270 \text{ Ma}^{[1]}); 研究区及整个大兴安岭地区大范围缺失三叠纪沉积记录^[12,27],说明三叠纪正是北方造山带强烈的碰撞造$

山时期。新开岭-科洛变质杂岩的变质作用发生于这一时期,表明新开岭-科洛杂岩中的变质岩与三叠纪造山作用有关。从研究区的地质特征看,新开岭-科洛杂岩作为两个地层地体的分界线存在,其西北侧是早、中古生代(岛弧)地体,东南侧则为晚古生代(岛弧)地体(见图 1(b))。本研究被测科洛杂岩和“新开岭群”构造片岩的原岩年龄分别为 340 和 290 Ma ,其岩性均为中-酸性的火成岩,与新开岭-科洛杂岩两侧有关的岛弧建造相当。因此,科洛变质杂岩就是这两个地体间碰撞拼合的产物,其变质年龄 $216 \pm 3 \text{ Ma}$ 反映该带为一条印支期的碰撞带;而新开岭花岗质杂岩则很可能是沿碰撞带发育的一套造山后/后造山伸展杂岩。由于兴蒙造山带具有连续增生和多阶段演化的特征^[28-31],所以研究区发育的 A 型花岗岩也可能与更早(至少 $> 290 \text{ Ma}$)的某次增生-碰撞事件有关。此外,区域上存在明显的走向滑动现象,或许这些 A 型花岗岩可能与走滑拉分作用引起的局部伸展构造有关。从该区目前现有的资料来看,这些 A 型花岗岩与本次事件的关系还值得进一步研究。

通过以上讨论,可以得出以下结论:

(i) 新开岭-科洛杂岩主要由时代不同的 3 个单元即变质岩类(科洛杂岩)、构造片岩(新开岭群)和花岗岩类(新开岭花岗质杂岩)组成,其中的部分变质岩的原岩为中酸性岩浆岩,侵位结晶年龄 $333 \pm 7 \text{ Ma}$,变质期年龄 $216 \pm 3 \text{ Ma}$;部分构造片岩原岩也为中酸性岩浆岩,侵位结晶年龄 $292 \pm 6 \text{ Ma}$;主要花岗岩类则在 165 Ma 左右侵位形成。

(ii) 新开岭-科洛杂岩,尤其是其中的变质岩和构造片岩并不是前寒武纪变质岩,而可能是与早中生代碰撞作用有关的变质杂岩,其变质年龄($216 \pm 3 \text{ Ma}$)可能反映该带为一条印支期碰撞带。碰撞后伸展作用造成构造反转,同时发生 165 Ma 左右的花岗岩类侵入。

(iii) 新开岭-科洛杂岩中残留或捕获锆石的年龄指示小兴安岭西北部可能并不存在大规模的前寒武纪变质基底。

致谢 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析在北京离子探针中心完成,并得到张玉海、宋彪、万渝生、王彦斌和李柏的帮助。野外及室内工作中得到李承东、许雅文等的帮助。在此表示

1) 苗来成. 大兴安岭地区锆石 SHRIMP 年代学研究. 中国科学院地质与地球物理研究所博士后研究报告, 2003. 22~23

由衷的感谢。本工作受国家自然科学基金重点项目(批准号:40234045)和中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-104)资助。

参考文献

- 1 杜奇, 赵玉明, 卢秉刚, 等. 多宝山斑岩铜矿床. 北京: 地质出版社, 1988. 20~52
- 2 韩振新, 郝正平, 侯敏. 小兴安岭地区与加里东期花岗岩类有关的矿床成矿系列. 矿床地质, 1995, 14: 294~302
- 3 刘福涛. 小兴安岭砂金矿条件研究. 地质地球化学, 1996, (1): 43~46
- 4 尹冰川, 冉清昌. 小兴安岭-张广才岭地区区域成矿演化. 矿床地质, 1997, 16: 235~242
- 5 邱家骧, 廖群安, 杜向荣. 黑龙江省二克山、五大连池、科洛富钾火山岩带的岩石特征及成因分析. 岩石矿物学杂志, 1988, 7(2): 97~107
- 6 余金杰, 徐志刚, 徐凤山. 小兴安岭西北部奥陶系火山岩形成环境. 地球学报, 1996, 17(1): 54~64
- 7 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 2002, 187: 143~173
- 8 Wu F Y, Jahn B M, Wilde S A, et al. Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 2003, 67: 191~204
- 9 唐克东, 苏养正, 王莹. 乌拉尔-蒙古褶皱区东部地质发展的某些特点. 沈阳地质矿产研究所所刊, 1982, (3): 1~14
- 10 姜春潮. 小兴安岭北西部的前震旦系——黑龙江流域及毗邻地区地质. 北京: 地质出版社, 1963. 55~73
- 11 李春昱, 等. 亚洲大地构造 1: 800 万图及说明书. 北京: 地质出版社, 1982. 13~38
- 12 黑龙江省地质矿产局. 黑龙江省区域地质志. 地质出版社, 1993. 30~36
- 13 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 2002, 48 (增刊): 26~30
- 14 简平, 程裕淇, 刘敦一. 变质锆石成因的岩相学研究——高级变质岩 U-Pb 年龄解释的基本依据. 地学前缘, 2001, 3 (3): 183~191
- 15 周剑雄, 陈振宇. 锆石等测年矿物的电子探针及阴极射线致发光综合研究新方法. 地质论评, 2002, 48 (增刊): 31~35
- 16 Claoue-Long J C, Compston W, Roberts J, et al. Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, et al, eds. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication, 1995, 5 (4): 3~31
- 17 Compston W, Williams I S, Mayer C. U-Pb geochronology of zircons from Lunar Breccia 73217 using a Sensitive High Resolution Ion Microprobe. *Proc XIV Lunar Planetary Science Conference. J Geophys Res*, 1984, 89 (suppl): B525~B534
- 18 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time scale. *J Geol Soc London*, 1992, 149: 171~184
- 19 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Devedalen Nappes, Scandinavian Caledonides II: Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205~217
- 20 简平, 刘敦一, 孙晓猛. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋盆演化的同位素年代学制约. 地质学报, 2003, 77: 217~228
- 21 Williams I S, Buick I S, Cartwright I. An extended episode of early Mesoproterozoic metamorphic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 1996, 14: 29~47
- 22 Steiger R H, Jager E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Plan Sci Lett*, 1977, 36: 359~362
- 23 Wu F Y, Sun D Y, Li H M, et al. The nature of basement beneath the Songliao Basin in NE China: Geochemical and isotopic constraints. *Phys Chem Earth (A)*, 2001, 26: 793~803
- 24 孙德有, 吴福元, 李惠民, 等. 小兴安岭西北部造山后 A 花岗岩的时代及与索伦山-贺根山-扎赉特碰撞拼合带东延的关系. 科学通报, 2000, 45(20): 2217~2222
- 25 Chen B, Jahn B M, Wilde S, et al. Two contrasting paleozoic magmatic belts in northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and tectonic implications. *Tectonophysics*, 2000, 328: 157~182
- 26 Robinson P T, Zhou M F, Hu X F, et al. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan Ophiolite, Inner Mongolia, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 1999, 17: 423~442
- 27 内蒙古自治区地质矿产局. 内蒙古自治区区域地质志. 地质出版社, 1991. 222~236
- 28 Sengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 1993, 364: 299~307
- 29 Sengör A M C, Natal'in B A. Paleotectonic of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin A, Harrison M, eds. *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 486~641
- 30 邵治安, 韩庆军, 张履桥, 等. 陆壳垂向增生的两种方式: 以大兴安岭为例. 岩石学报, 1999, 15: 600~606
- 31 任纪舜, 牛宝贵, 刘志刚. 软碰撞、叠覆造山和多旋回缝合作用. 地学前缘, 1999, 6 (3): 85~93

(2003-06-20 收稿, 2003-08-21 收修改稿)