

博士論文

世界最古の表成岩の発見：カナダ・サグレック岩体の地質と年代研究

Discovery of the oldest supracrustal rocks in the world:  
Geology and geochronology of the Saglek Block, Canada

下條 将徳



## 目次

第1章	序論.....	1
第2章	カナダ・ラブラドル北部・サグレック岩体・Saglek-Hebron 地域の地質.....	9
2.1	概説.....	9
2.2	Saglek-Hebron 地域の地質概要.....	11
2.3	Saglek-Hebron 地域の岩石と変形構造.....	13
2.4	サグレック岩体の 6 地域の地質.....	33
2.4.1	St John's Harbour South の地質.....	33
2.4.2	Big Island の地質.....	36
2.4.3	Nulliak Island 南西部およびその対岸の地質.....	38
2.4.4	St John's Harbour East の地質.....	39
2.4.5	Pangertok Inlet の地質.....	42
2.4.6	Shuldhum Island の地質.....	48
2.5	地質調査結果に基づく考察.....	48
2.5.1	泥質岩と炭酸塩岩の起源.....	48
2.5.2	Nulliak 表成岩類と Uivak 片麻岩の関係.....	50
2.5.3	Nulliak 表成岩類の堆積環境と Uivak 片麻岩および Nulliak 表成岩類帯の定置.....	52
2.6	結論.....	56
第3章	カナダ・ラブラドル北部・サグレック岩体に分布する Iqaluk-Uivak 片麻岩の年代と世界最古の表成岩類.....	57
3.1	概説.....	57
3.2	年代分析手法.....	63
3.3	結果.....	68
3.3.1	花崗岩質片麻岩類の産状および年代分析試料の記載.....	68
3.3.2	ジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像.....	72
3.3.3	ジルコンの化学組成と U-Pb 年代.....	84
3.4	考察.....	94
3.4.1	カソードルミネッセンス像観察とジルコン組成に基づく LAA995 トーナラル岩質片麻岩の原岩年代の拘束.....	94
3.4.2	複数の珪長質マグマ活動と地殻のリワーキング.....	97
3.4.3	世界最古の表成岩類.....	98
3.5	結論.....	99

第4章	カナダ・ラブラドル北部・Saglek-Hebron 地域に分布する花崗岩質片麻岩類の年代と地殻のリワーキング	100
4.1	概説	100
4.2	サグレック岩体における各地域の地質概要と試料採取地点	102
4.2.1	St John's Harbour South の地質と年代分析試料	102
4.2.2	Big Island の地質と年代分析試料	104
4.2.3	St John's Harbour East の地質と年代分析試料	106
4.2.4	Nulliak Island 南西部およびその対岸の地質と年代分析試料	108
4.2.5	Pangertok Inlet の地質と年代分析試料	110
4.2.6	Tigigakyuk Inlet の地質と年代分析試料	112
4.2.7	他地域からの年代分析試料	114
4.3	ジルコン U-Pb 年代分析手法	115
4.4	結果	118
4.4.1	ジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像	118
4.4.2	ジルコンの化学組成と U-Pb 年代	119
4.5	考察	132
4.5.1	ジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像観察および化学組成	132
4.5.2	St John's Harbour South における Iqaluk 片麻岩の分布	134
4.5.3	サグレック岩体における異なる年代をもつ Uivak 片麻岩の分布	137
4.5.4	苦鉄質岩および礫岩からのジルコンの年代分布	140
4.6	結論	141
第5章	結論	156
	引用文献	160
	謝辞	176

## 第1章 序論

太陽系はおよそ 45.68 億年前に形成され、形成からわずか数億年の間に、初期地球の形成、月を形成したジャイアントインパクト、マグマオーシャン、核の形成、マントル分化、初期地殻の形成、後期重爆撃期の間の多量な隕石衝突などの劇的なイベントを経験してきた (Wood, 2011)。しかし、この時代における地球初期進化の直接的な証拠は、現在ほとんど残されていない。そのため、上記のようなイベントは主に、隕石、火星、月のような地球外物質の間接的な証拠やモデルを基に推測されてきた。現在、地球上に残されている最も古い岩石は、カナダ北西部、スレーブ地塊 (Slave Craton) のアカスタ片麻岩体 (Acasta gneiss complex) にあり、その年代は 40.3 億年前である (Bowring and Williams, 1999)。つまり、地球が最も急激に進化したとされる、形成してからおよそ 5 億 3000 万年間の情報を保持した岩石 (地質体) が地球上には残って (発見されて) いないことになる。この地球形成~40.3 億年前までの期間は冥王代 (Hadean) と呼ばれている。

地球外物質を除き、冥王代から初期太古代における地球の初期進化の情報は以下の二つの方法から得られている。一つは、初期太古代の火成起源の片麻岩や礫岩中のインヘリテッド (inherited) または砕屑性ジルコンからの情報である。西オーストラリア・ナリアコンプレックス (Narryer Complex) のジャックヒルズ (Jack Hillis) およびマウントナリア (Mt. Narryer) 礫岩からは約 44 億年前の砕屑性ジルコン (例えば、Compston and Pidgeon, 1986; Wilde et al., 2001; Holden et al., 2009) が、カナダのアカスタ片麻岩体からは 42 億年前のインヘリテッドジルコン (Iizuka et al., 2006) が、西グリーンランド南部・アキリア島の 38.3 億年前の花崗岩質片麻岩中から 40.8 億年前のインヘリテッドジルコン (Mojzsis and Harrison, 2002a) が報告されている。現在最古の物質 (鉱物) は、このジャックヒルズ礫岩から得られた約 44 億年前のジルコンである。こうした古いジルコンの起源については未だ議論に決着がついていないが、希土類元素 (REE) パターンやジルコンのチタン温度計、包有物 (インクルージョン) の化学的特徴は、その時代にすでに花崗岩質マグマが形成されていた可能性が高いことを示し、また、それらジルコンの低い  $\epsilon_{\text{Hf}}$  値は初期冥王代 (42 億年前以前) には既に大陸が形成していたことを示唆している (Maas et al., 1992; Watson and Harrison, 2005; Harrison et al., 2007; Amelin et al., 1999, 2000; Iizuka et al., 2009)。ただし、ジルコンから得られる情報は花崗岩などの大陸に関する情報に制限されるため、マントル進化や地球表層環境の情報については得ることが出来ない。

冥王代から初期太古代における地球の初期進化の情報のうち、もう一つは初期太古代地質体から得られている。現在世界最古の地質体は、カナダのアカスタ片麻岩体で 40.3 億年前の年代を示す (Bowring and Williams, 1999)。アカスタ片麻岩体の主な構成要素は花崗岩質片麻岩であり、玄武岩質の片麻岩類も存在している (Bowring and Williams, 1999)

ため、マントルの情報は間接的に得られるものの、表成岩類は存在しないことから地球表層環境の情報については得られていない。このアカスタ片麻岩体を除き、36億年前以前の初期太古代地質体は、現在世界の5地域で知られている：西グリーンランド南部のイトサック片麻岩体 (Itsaq Gneiss Complex: 例えば, Nutman et al., 1996), 南極大陸の Mt. Sones (Napier Complex, 例えば, Harley et al., 2007), カナダ・ケベック州のヌヴァギトゥック緑色岩帯 (Cates and Mojzsis, 2007; O'Neil et al., 2008), 北中国地塊の Anshan 地域 (Liu et al., 1992, 2007), そしてカナダ・ラブラドルのサグレック岩体 (Bridgwater et al., 1975; Schiøtte et al., 1989b) である (Fig. 1.1)。このうち、表成岩類の存在している地質体は更に限られ、イトサック片麻岩体、ヌヴァギトゥック緑色岩帯、サグレック岩体の3地域のみであり、地球上にわずかしが残されていない。

イトサック片麻岩体のアキリアアソシエーションは世界で最も古い表成岩類の一つであり、アキリア島の縞状鉄鉱層と推定される表成岩類は 38.3 億年前のものとする (Nutman et al., 1996, 1997; Manning et al., 2006; Mojzsis and Harrison, 2002)。また、同じくイトサック片麻岩体のイスア表成岩帯の年代値は 38.07 億年前とされている (Compston et al., 1986; Nutman et al., 2000)。イスア表成岩帯は、比較的変成度が低い (緑色片岩相) ことから精力的に多くの研究がされてきており、最古の生命の存在 (Rosing, 1999; Ohtomo et al., 2014) や最古の海洋の存在 (例えば, Komiya et al., 1999) が示されている。また, Komiya et al. (1999) は、イスア表成岩帯の詳細な地質図を作成し、当該地域において付加体および海洋プレート層序の存在を認定、当時からプレートテクトニクス活動があったことなどを示している。

表成岩類の存在は、当時の地球表層環境を知る上で必要不可欠なものであり、地球進化に非常に重要な情報をもたらす。太古の表成岩類の研究により、海洋はいつから存在していたか、その中で生命はいつ、どのような環境で、どのようなものが誕生し、現在に至るまで進化を遂げてきたのか、系外惑星への適用を含め生命研究が進むことが期待される。上述したように、既に 38 億年前以前の初期太古代にも生命の痕跡が認められているが、冥王代表層環境解読には、イトサック片麻岩体よりも古い表成岩類の探索、発見が求められている。イトサック片麻岩体を除く表成岩類が存在する初期太古代地質体は、カナダのヌヴァギトゥック緑色岩帯とサグレック岩体であり、特に後者は多くの表成岩類が分布し、イトサック片麻岩体よりも古いことが期待される。

ヌヴァギトゥック緑色岩帯は、従前より“faux-amphibolite”とされてきたカミングトン閃石に富む角閃岩のユニット、はんれい岩および超苦鉄質岩のユニット、縞状鉄鉱層を含む碎屑岩および化学堆積岩からなるユニットの 3 つのユニットから主に構成される (例えば, O'Neil et al., 2007)。最近, O'Neil, et al. (2008) は、はんれい岩から  $4023 \pm 110$  Ma の  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$  アイソクロン年代を、超苦鉄質岩および超苦鉄質岩から 4.28 Ga の  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  “pseudo-”アイソクロン年代を得た。しかしながら、 $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$  アイソクロン年代と  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  “pseudo-”アイソクロン年代の解釈に関しては

論争に決着がついていない (O'Neil et al., 2008, 2009, 2012; Andreasen and Sharma, 2009; Roth et al., 2013). 一方, 表成岩類を切るトロニウム岩質片麻岩から得られたジルコンの年代値は若く,  $3751 \pm 10$  Ma (Cates and Mojzsis, 2007) と  $3817 \pm 16$  Ma (David et al., 2009) である. また, ヌヴァギトゥック緑色岩帯は, 砕屑岩および化学堆積岩も存在するが, 相対的に角閃岩, はんれい岩および超苦鉄質岩類が多く分布する (例えば, O'Neil et al., 2007).

これに対し, カナダ・ラブラドル北部のサグレック岩体には多くの表成岩類が分布 (Bridgwater et al., 1975, 1978; Bridgwater and Collerson, 1976; Collerson et al., 1975) しており, それらは中期太古代のサグレック岩脈 (Saglek dyke) との貫入関係により, 初期太古代の Nulliak 表成岩帯と中期太古代の Upernavik 表成岩帯との 2 つの表成岩帯に分類されている (Bridgwater and Collerson, 1977; Collerson and Bridgwater, 1979; Nutman et al., 1989; Bridgwater et al., 1990; Nutman and Collerson, 1991). 初期太古代 Nulliak 表成岩帯は, 化学および砕屑性堆積岩, 角閃岩, 超塩基性岩から構成 (Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1991; Komiyama et al., 2012) され, 西グリーンランド南部のイトサック片麻岩帯のアキリアアソシエーションに対比される (Nutman and Collerson, 1991; Bridgwater and Schiøtte, 1991). 本地域に分布する花崗岩質片麻岩類も同様であり, サグレック岩脈の貫入が認められる花崗岩質片麻岩類を Uivak 片麻岩類, 認められない花崗岩質片麻岩類を Lister 片麻岩類と区別してきた (例えば, Bridgwater et al., 1975). しかし, サグレック岩体の表成岩帯内部情報については, 詳しく地質調査がなされていないために乏しく, どのような岩石がどの程度, どのように分布するかの詳細は明らかとなっていない. サグレック岩脈のほとんどは, センチメートルからメートルオーダーと薄く, ほとんどの場所において強い変形作用を被っているため, 地質図上に示されるスケールではない. つまり, 従来のサグレック岩脈の有無および岩相組み合わせのみによる区分では, 正確な地質および年代の解釈は行えない. また, 表成岩類と花崗岩質片麻岩類との時代的前後 (切った切られたの) 関係も明らかとなっておらず, 表成岩類の年代を正確に制約できていない.

サグレック岩体の地質年代は未だその多くが決定されておらず, 特に Uivak 片麻岩の原岩の年代に関しては得られているデータも少ない. Uivak 片麻岩類はこの地域に広範囲に分布する花崗岩質片麻岩であり, さらに I と II の二つのユニットにわけられる. 一方で, 二次的に被った熱的イベントの年代に関しては比較的よく決められている. Uivak 片麻岩中の変成ジルコンの U-Pb 年代と低い U 濃度は, 後期太古代 2800-2700 Ma の間に角閃岩相からグラニューライト相の変成作用を受けたことを示唆している (Schiøtte et al., 1989b; Bridgwater and Schiøtte, 1990; Krogh and Kamo, 2006). また, 伴って産する花崗岩シートやペグマタイトは, 火成ジルコンの U-Pb 年代により, およそ 2500 Ma に貫入したことを示している (Baadsgaard et al., 1979; Krogh and Kamo, 2006). Uivak I および II 片麻岩の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は 3600 Ma を示し, 変成作用の年代と解釈されて

いる (Hurst et al., 1975; Barton, 1975; Wanless et al., 1979). また, 1800 Ma および 1600 Ma の Rb-Sr アイソクロン年代も得られている (Collerson et al., 1982). 先行研究では, サグレック岩体の Saglek-Hebron 地域 (Fig. 2.1 参照) において, Nanok 片麻岩, Uivak I および II 片麻岩, Lister 片麻岩と呼ばれる, 異なる年代の花崗岩質な火成作用が示されている. Lister 片麻岩の U-Pb ジルコン年代は 3200-3400 Ma である (Schjøtte et al., 1989b). Uivak I および II 片麻岩の境界は多くの露頭で不明瞭だが, いくつかの低変成・変形場において, Uivak II 片麻岩が Uivak I 片麻岩に貫入している様子が観察できるとされる.

Schjøtte et al. (1989b) は Uivak I 中のジルコンを形態, U 含有量, 累帯構造に基づき次の 3 つ (の領域) に分類した: ①火成累帯ジルコン内部のウランに乏しく丸い形態の包有物, ②自形, 低いウラン含有量, そして累帯構造をもつ領域, ③高いウラン含有量もしくは低 Th/U 比の領域. ①の丸い形態の包有物はインヘリテッドジルコン (pre-Uivak 片麻岩), ②の領域は Uivak 片麻岩の原岩形成時に結晶化した火成ジルコン, ③の領域は変成作用の際に形成されたものと解釈された. 火成ジルコン (②の領域) はコンコーディア図 ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) のコンコーディア曲線上にプロットされていないが, 最も古い値で 3732 Ma の  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代をもつ. Krogh and Kamo (2006) は, Uivak 片麻岩のジルコンを形態や色で分類し, ID-TIMS による U-Pb 年代測定を行った. その結果, 角閃岩相の Uivak 片麻岩からは  $3348 \pm 7$  Ma, グラニュライト相からは  $3634 \pm 31$  Ma の年代を得た (Krogh and Kamo, 2006). しかしながら, このようなジルコンの内部組織の解釈に関しては一定ではなく, 得られた年代の解釈の統一した見解も得られていない. さらに, Nonok 片麻岩の存在も論争を巻き起こしている. Collerson (1983) や Collerson and Regelous (1995) は, 39 億年前以前のジルコンの存在に基づき Nanok 片麻岩を提案した. この年代に関しても, Uivak 片麻岩より古い花崗岩質片麻岩の年代を示しているのか, Uivak 片麻岩中ジルコンのインヘリテッドの年代であるのか, 決着がつかない. Schjøtte et al. (1989a) は, 火成ジルコン内部の丸みを帯びた形態のインクルージョンから 3863 Ma の  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代を得ているが, 形態と組織観察からインヘリテッドジルコンであると解釈している. また, Collerson et al. (1991) は, 超苦鉄質岩の全岩 Sm-Nd アイソクロン年代により  $4017 \pm 194$  Ma が得られているが, 年代の誤差が大きくアイソクロン年代であるため一般的に用いられていない. 従って, 現在サグレック岩体の年代は, ジルコンの火成起源とされる領域から得られた約 37.3 億年前 (Schjøtte et al., 1989b) とされている.

サグレック岩体やイトサック片麻岩体は, North Atlantic Craton (NAC) に分布し, サグレック岩体は NAC の最西端に位置する. 一方, 東端はスコットランドの Lewisian Complex であり, その年代値は 33-27 億年前を示す (例えば, Cartwright and Barnicoat, 1987; Burton et al., 1994; Whitehouse et al., 1996; 1997). つまり, NAC は西ほど古い年代極性をもつ地塊であり, 現在世界最古の表成岩類が存在するイトサック片麻岩体のアキリアアソシエーションやイスア表成岩帯よりも西に位置しているサグレック岩体はこ

れよりも古く、世界最古の表成岩類が存在していることが期待される。また、インヘリテッドジルコンと解釈されているものの、39 億年前以前のジルコン年代が得られていること (Collerson, 1983; Collerson and Regelous, 1995), 誤差が大きく全岩アイソクロン年代であるものの、40 億年前の Sm-Nd 年代が得られていること (Collerson et al., 1991) も、古い地質体が存在していることを示唆している。さらに、サグレック岩体の地質および年代研究は、初期太古代表成岩類が存在するイトサック片麻岩体およびヌヴァギトゥック緑色岩帯の 2 地域に比べ、1990 年代以降ほとんど進んでおらず、近年の分析手法などが適用されていない。

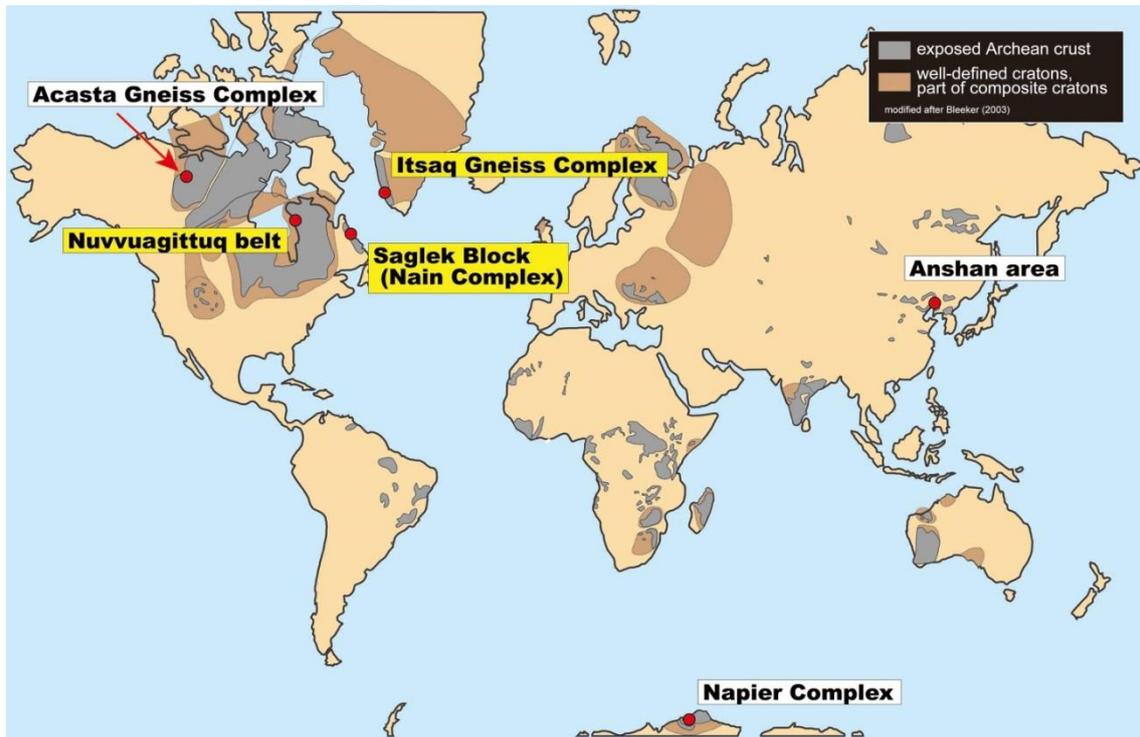
一般的に、太古代以前の「古い」時代の岩石は、変成作用に代表される熱的イベントを複数回経験しており、花崗岩質片麻岩の原岩の年代を求めることは非常に困難である。また、地質図 (サグレック岩体の場合、スケール 1 : 50,000) はあるものの解像度が劣り、表成岩の分布域は一括してまとめられており構造的解釈が出来るまでの詳細なスケールの地質図は作成されていない。従って、本研究での主な目的はサグレック岩体の詳細な地質図の作成 (スケール 1 : 5,000) と花崗岩質片麻岩の原岩年代の推定による地質体の年代決定である。高解像度 (スケール 1 : 5,000) の地質図作成により、どのような岩石が、どのように分布するか、表成岩帯の詳細な内部構造が明らかとなり、付加体や海洋プレート層序もしくはオフィオライト層序の復元によりプレートテクトニクスの証拠を掴むことが期待される。また、表成岩類と花崗岩質片麻岩類との時代的前後 (切った切られたの貫入) 関係が明らかとなれば、花崗岩質片麻岩類の年代測定により表成岩類の年代に制約を与えることが可能である。本研究では、世界最古の表成岩類の存在が期待されるカナダ・サグレック岩体において、地質内部構造の解明と年代決定を行った。世界最古の表成岩類の存在が明らかとなれば、海洋や生命の存在、プレート活動など、地球形成初期の表層環境解読がさらに進むことが期待される。

プレートテクトニクスの認定基準については、Condie and Kröner (2008) にまとめられている。プレートテクトニクスは 1960 年代後半に登場した理論であり、地球表層部が複数の剛体のプレートで分かれ、それらがほとんど変形することなく水平運動しているという考えに基づく理論である。初期地球の表層環境解明にプレートテクトニクス活動の有無は重要な意味をもつ。Condie and Kröner (2008) では、プレートテクトニクスを認定するための基準として、オフィオライト層序や超高压変成岩等の存在を含む 16 の指標を示した。ほとんどの指標は、30 億年前頃に初めて出現し、27 億年前になると広範囲でみられるようになったと考えられている。しかしながら、太古代のマントルは現在よりも高温であり、青色片岩の安定相に至らないことが示されており (Martin, 1994; Komiya et al., 2002 など)、青色片岩や超高压変成岩は 10 億年前以前には存在しないとされている (Stern, 2005) このプレートテクトニクスの開始時期については諸説あるが、最も古い証拠は西グリーンランド南部のイスア表成岩帯で得られており、精力的な地質調査により約 38 億年前から開始していたことが示されている (Komiya et al., 1999)。

Komiya et al. (1999) では、付加体を特徴づけるデュープレックス構造と海洋プレート層序の存在を認定し、また、古海洋のリソスフェアが剛体であることを示し、プレートテクトニクスが当時から活動していたことを示した。デュープレックス構造とは、複数の衝上断層が上方で一つの衝上断層に収斂（合流）していく覆瓦状（短縮変形）構造の一種である。このデュープレックス構造の上限の衝上断層をルーフスラスト、下限はフロアスラストと呼び、内部の衝上断層で境されたブロックはホースと呼ばれる (McClay, 1992)。また、付加体の構成岩石がもつ基本的もしくは初生的な層序は、海洋プレート層序 (Isozaki et al., 1990) と呼ばれており、現世の海溝域に達した海洋プレート上部の岩石および地層の類重関係とよく一致するとされる (Chipping, 1971; Isozaki et al., 1990; Matsuda and Isozaki, 1991 など)。標準的な海洋プレート層序は、下位より中央海嶺玄武岩組成の緑色岩、遠洋性深海堆積物（チャート）、半遠洋性堆積物、陸源成の砕屑岩類である。Komiya et al. (1999) では、地質調査によりイスア表成岩帯を低角断層で境された3つ（北部、中部および南部）のユニットにわけ、さらに南部のユニットを14のサブユニット（ホース）にわけた。それら境界の断層は南に向かって収斂する構造をもつ。ホース内部は、下位より低 K ソレイトの枕状溶岩、層状チャート、珪質泥岩、砕屑岩類が整合した層序をもち、各ホースともほぼ共通である。それら表成岩類は、複数のジェネレーションの花崗岩質岩 (TTG : Tonalite-Trondjemite-Granodiorite) に貫かれている。さらに、枕状溶岩の存在に示されることによる海洋の存在は、地球表層温度が 100 度未満であることを示しており、それにより剛体のプレート（リソスフェア）の存在を示した。これらから、現代と類するプレートテクトニクス活動が、地球形成の約 8 億年後に満たない初期太古代からあったことを示した。

本論の第 2 章では、サグレック岩体の地質調査により、表成岩帯内部構造および表成岩類と花崗岩質片麻岩類 (Uivak 片麻岩) との関係を解明し、表成岩類が花崗岩質片麻岩より古いことを示した。また、特に表成岩帯の内部の詳細な地質調査により、海洋プレート層序はみられないものの、オフィオライト層序、付加体、メランジュに類する構造を認め、プレートテクトニクス活動が当時から存在していた可能性が高いことを示した。第 3 章では、花崗岩質片麻岩中のジルコンを用いた U-Pb 年代測定により、サグレック岩体の年代を正確に決定した。上述したように、初期太古代では現代に至るまで複数の火成作用が起こっており、様々な年代が得られている等、年代論争に決着がつかないことが多く、サグレック岩体もその一つである。本研究では、地質体の年代を正確に決定し、年代論争に決着をつけるため、既に確立されている個別の手法 4 つ（露頭における産状記載、カソードルミネッセンス像観察および記載、スポット年代分析、U 含有量および Th/U 比の評価）を組み合わせ、初期太古代年代研究に適用すべき方法論を初めて確立した。この方法を用いると複雑な産状を示す初期太古代の岩石でもより正確に年代決定が出来、サグレック岩体の花崗岩質岩の最も古い年代が 39 億年前以前であることを示した。この年代値はアカスタ片麻岩に準ずる花崗岩質片麻岩である。ま

た，第 2 章の結果も合わせ，表成岩類の形成年代の下限値が 39 億年前以前であることを示し，世界最古の表成岩類の存在を示した．第 4 章では，第 3 章で初めて確立した方法論を用いて，サグレック岩体の花崗岩質片麻岩類の年代分布を明らかにし，従来認識された火成作用よりも多くの火成作用を識別した．第 5 章では，第 2 章から 4 章までのまとめとして結論を記した．

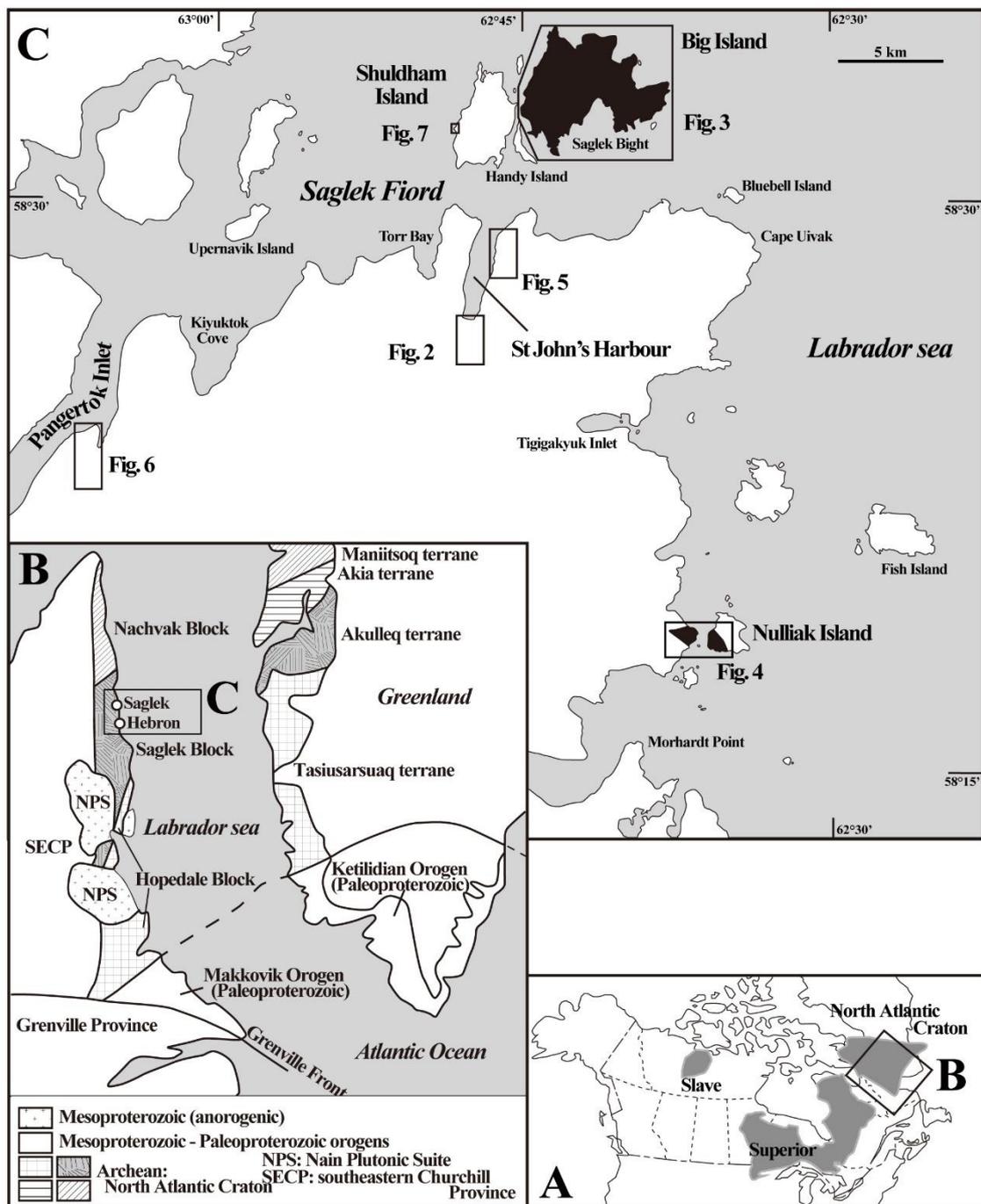


**Fig. 1.1** Distribution of the Eoarchean (>3.6 Ga) geological belt (complex) (modified after Bleeker, 2003).

## 第2章 カナダ・ラブラドル北部・サグレック岩体・Saglek-Hebron 地域の地質

### 2.1 概説

本研究では、サグレック岩体の Saglek-Hebron 地域 (Fig. 2.1) において地質調査および岩石試料採取を行った。本地域には既存の地質図があるものの解像度に乏しく、花崗岩質片麻岩類と表成岩類との時代的前後関係や表成岩帯内部の構造については明らかとなっていない。そのため、表成岩類の形成年代の制約や形成過程など未解明のままである。従って、後述する St Jones Harbor South, Big Island, Nulliak Island およびその対岸, St Jones Harbor 北東部, Pangertok Inlet, Shuldhum Island にて詳細な地質図を作成、その形成年代の制約や形成過程解明を目指す。



**Fig. 2.1** (A) Distribution of the Archean cratons in northern North America. The Saglek Block of the northern Labrador, Canada is a part of the North Atlantic Craton. The box shows location of (B). (B) Distribution of the Archean terranes at the western part of the North Atlantic Craton (modified from Wasteneys et al., 1996). The box shows location of our study area (C). (C) A map of the Saglek-Hebron area.

## 2.2 Saglek-Hebron 地域の地質概要

Saglek-Hebron 地域は、カナダ北東部のラブラドル半島北東部、太古代地質帯のサグレック岩体のさらに中央部に位置している (Fig. 2.1A, 2.1B)。サグレック岩体は、スコットランドからグリーンランド南部を経てラブラドルにまで広がる North Atlantic Craton (北大西洋地塊) の最も西に位置する (Fig. 2.1A, 2.1B : Sutton, 1972; Bridgwater et al., 1973; Gower and Ryan, 1986; Bridgwater and Schiøtte, 1991; Wasteneys et al., 1996)。サグレック岩体は初期～後期太古代の地質体とされ、花崗岩質片麻岩類、変堆積岩類、火山岩類、超苦鉄質岩類、また、苦鉄質岩脈や若い年代の花崗岩類などが分布する (Bridgwater et al., 1975; Collerson and Bridgwater, 1979; Collerson, 1983; Schiøtte et al., 1989a; Bridgwater and Schiøtte, 1991; Komiyama et al., 2012)。花崗岩質片麻岩や表成岩類は、2700-2800 Ma の間に角閃岩相からグラニューライト相の変成作用を受けている (Collerson and Bridgwater, 1979)。本地域には Handy 断層と呼ばれる断層が分布する。Handy 断層は Handy Island から St John's Harbour を通り南に抜ける南北走向、ほぼ垂直な断層であり、本地域を東西2つの領域にわけ (Schiøtte et al., 1993)。断層西側の太古代の岩石はグラニューライト相の変成作用を受けている一方、東側は主に角閃岩相であり、これらの違いは異なる地殻レベル (Bridgwater et al., 1975) もしくは異なる構造熱史を持つ地質帯が断層を介し並置したものと解釈できる (Schiøtte et al., 1990; Bridgwater and Schiøtte, 1991)。

本地域では花崗岩質片麻岩が卓越し、表面積の約 80% を占める (Schiøtte et al., 1989a; Nutman and Collerson, 1991) が、表成岩類やサグレック岩脈も多く分布している (Bridgwater et al., 1975)。サグレック岩脈のほとんどは、センチメートルからメートルオーダーと薄く、ほとんどの場所において強い変形作用を被っているため、地質図上に示されるスケールではない。Bridgwater et al. (1975) は、サグレック岩脈と地質関係に基づき、サグレック岩体の岩石を2つのグループに定義した。また、サグレック岩脈がグリーンランドのイトサック片麻岩体 (McGregor, 1973) 中の Ameralik 岩脈と類似していることを示した。サグレック岩脈より古い花崗岩質片麻岩は、Uivak 片麻岩と呼ばれ、Uivak I と Uivak II の2つから構成される。Uivak I と II の境界はほとんどの場所において不明瞭であるが、Saglek Bright 東岸などの変形が弱い露頭において、Uivak II が Uivak I によって貫入される様子が認められる (Bridgwater and Collerson, 1976; Collerson et al., 1976a)。Uivak I 片麻岩は Saglek-Hebron 地域に広く分布する (Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1976a; Collerson and Bridgwater, 1979)。また、比較的細粒で灰色を呈し、トータル岩質からトロニウム岩質の組成をもつ (Bridgwater and Collerson, 1976; Collerson et al., 1976a; Schiøtte et al., 1989a)。Uivak I 花崗岩質片麻岩の原岩年代は、いまだ曖昧で幾つかの解釈がある (Schiøtte et al., 1989ab; Krogh and Kamo, 2006; Shimojo et al., 2016)。先行研究では、Uivak 片麻岩は 3.73-3.74 Ga の間に形成したとされてきた (Schiøtte et al., 1989a; Wasteneys et al., 1996) が、一方で 3.8 Ga よりも古いジルコン粒子も存在している

ことから、Uivak 片麻岩よりも古い Nanok 片麻岩が存在するとされてきた (Collerson, 1983; Collerson and Regelous, 1995). 最近, Uivak 片麻岩中ジルコンの U-Pb 年代測定およびカソードルミネッセンス像観察から, Uivak 片麻岩の原岩年代が 3.9 Ga よりも古い可能性があることが示されている (Shimojo et al., 2012, 2013, 2016). また, Saglek-Hebron 地域には, 主に Lister Island でみられ, post-Saglek 岩脈として定義される Lister 片麻岩も分布しており, それらの年代は SHRIMP U-Pb 法により  $3235 \pm 8$  Ma とされている (Schiøtte et al., 1989a). 同様の年代として, Okak Bay の Parkavik Island の北にある苦鉄質岩より  $3219 \pm 3$  Ma (Schiøtte et al., 1990), Hopedale 地域の Maggo 花崗岩質片麻岩類より 3105 Ma (Loveridge et al., 1987; Schiøtte et al., 1989a) が得られている. Uivak 片麻岩のフィールドにおける表成岩類との関係は理解が進んでおらず, 初期太古代の Uivak 片麻岩が構造的に並置したものか (Schiøtte et al., 1990), 貫入したものなのか (Collerson et al., 1976a; Schiøtte et al., 1993) についての結論は出ていない.

サグレック岩体には表成岩類が広く分布し, サグレック岩脈との関係 (有無) に基づき, pre-Saglek の Nulliak 表成岩類と post-Saglek の Upernavik 表成岩類の 2 つのグループにわけられる (例えば, Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1976a). Nulliak 表成岩類は, 砕屑岩類, 縞状鉄鉱層 (BIF), 炭酸塩岩等の堆積岩類に加え, 斜長岩, はんれい岩, 苦鉄質岩や超苦鉄質岩類を含む. 一方, Upernavik 表成岩類は, 砕屑岩類, 炭酸塩岩類, チャート, 苦鉄質岩や超苦鉄質岩類のほか, 珪岩, 泥質および砂質岩類, 礫岩を含む. 表成岩類中には角閃岩も含まれ, 薄く強い変形を被ったサグレック岩脈と識別することは, 特に小さな表成岩類の岩体中においては困難である. こうした場合は岩相, 特に BIF の存在によって Nulliak 表成岩類か否かが識別される. Nulliak 表成岩類は Nulliak Island およびその対岸, Pangertok Inlet, Fish Island に分布することが先行研究で示されている (例えば, Ryan and Martineau, 2012). Nulliak 表成岩類と Uivak 片麻岩との境界は明瞭ではないものの, いくつかの地点において, Uivak 片麻岩が Nulliak 表成岩類中に貫入していると考えられている. 地質学的証拠は, Nulliak 表成岩類が Uivak 片麻岩よりも古いことを示しているが, Nulliak 表成岩類の正確な年代はまだ得られていない. Baadsgaard et al. (1979) は, Nulliak 表成岩類中のジルコン U-Pb 年代が  $\sim 2500$  Ma であることを報告し, ジルコンが 2500 Ma 前後の熱イベントによって完全にリセットされたと解釈した. Schiøtte et al. (1989b) は, Bluebell Island の変火山岩と解釈されるザクロ石-黒雲母片麻岩中のジルコンから  $3776 \pm 8$  Ma の SHRIMP U-Pb 年代を報告し, この年代をオリジナルな火成年代と解釈した. Nutman and Collerson (1991) は, St John's Harbour の南 2 km 地点の珪岩中のジルコンから最大 3845 Ma の年代を得, これを Nulliak 表成岩類の堆積年代の下限値を解釈した.

### 2.3 Saglek-Hebron 地域の岩石と変形構造

サグレック岩体は、表成岩類と複数のジェネレーションをもつ花崗岩質片麻岩類で主に構成されている。Figure 2.2 から 2.7 は、サグレック岩体中の 6 地域の詳細な地質図を示している。初期太古代の地質体は、中期太古代苦鉄質岩（サグレック岩脈）、白色花崗岩質岩、原生代玄武岩質岩による貫入を受けている。原生代貫入岩はほぼ直線状に分布し、明瞭な変形および再結晶は認められない。Figure 2.8 から 2.12 では、表成岩類、花崗岩質片麻岩類、サグレック岩脈の露頭写真、およびいくつかの表成岩類の顕微鏡写真を示す。サグレック岩脈は、苦鉄質な組成（Fig. 2.8B, 2.8D および 2.8F）と斜長石の巨晶（Fig. 2.8E）で特徴づけられる。サグレック岩脈の存在は、Nulliak 表成岩類および Uivak 片麻岩（pre-Saglek）と、Upernavik 表成岩類および Lister 片麻岩（post-Saglek）とをそれぞれ区別する上で非常に重要である（例えば、Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1976a）。また、サグレック岩脈は西グリーンランド南部の Ameralik および Tarssartok 岩脈と酷似する（McGregor, 1973）。サグレック岩脈は Ameralik 岩脈よりも薄く強い変形を被っている（Fig. 2.8B, 2.8D, 2.8E および 2.8F）。さらに、いくらかの Ameralik および Tarssartok 岩脈が後期太古代変成作用から逃れ、かんらん石、斜長石、輝石や褐色の角閃石のようなオリジナルな火成鉱物が残っている（Komiya et al., 2004）のに対し、Nulliak 表成岩帯中の角閃岩と同程度の強い変成作用を被っている。そのため、表成岩類中の角閃岩からサグレック岩脈を区別することは難しく、サグレック岩脈の存在に基づいた Nulliak 表成岩類と Upernavik 表成岩類との分類は曖昧なものである。それを補完するものとして、BIF の存在の有無が Nulliak 表成岩類の識別に用いられている（Ryan and Martineau, 2012）。Nulliak 表成岩帯に近接する苦鉄質岩類や超苦鉄質岩類も Nulliak 表成岩帯の構成要素とみなしている。一方で、泥質岩や炭酸塩岩は Upernavik 表成岩類を特徴づけるものとされている。

花崗岩質片麻岩類の存在および U-Pb 年代については、岩石学、鉱物学、年代学等から様々なデータが得られている。Figure 2.8A は、小露頭における少なくとも 3 つの珪長質岩の世代とそれらよりも古い苦鉄質岩脈の存在を示している。最も古い明瞭な縞状構造をもつ灰色花崗岩質片麻岩類が変形した白色花崗岩質片麻岩類に切られている様子がみられる。最も若い粗粒な白色花崗岩質片麻岩類は、上記すべての花崗岩質片麻岩類を切る構造を示す。Figure 2.8C は珪長質な花崗岩質片麻岩類の典型的なものを示しており、少なくとも 3 つの世代を認識可能である。最古の暗灰色から茶色を呈する花崗岩質片麻岩に、薄い白色岩脈が貫入している様子が認められる。Figure 2.8D も苦鉄質および珪長質火成岩の複数の世代が認められる露頭を示したものである。最も古いものは、暗緑色を呈し苦鉄質岩が卓越する表成岩類で、薄く強変形した Uivak 片麻岩に貫入され、両者には薄く断片化したサグレック岩脈によって更に貫入される。その後、褶曲した淡黄白色の粗粒花崗岩質岩、直線状に白色の花崗岩質岩が貫入する。

表成岩類には超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、BIF、炭酸塩岩、チャート、砕屑岩類を含む。超苦鉄質岩類は、ほとんどの場所において花崗岩質岩内部にブロック状に分布する (Fig. 2.8H および 2.9B)。巨大な超苦鉄質岩体はサグレック岩体内部に散在する (Fig. 2.8G)。いくつかの場所では、超苦鉄質岩類と周囲の花崗岩質岩脈との間に明瞭な反応縁が保持されている (Fig. 2.9B)。また、ほとんどの超苦鉄質岩類は苦鉄質岩類の下位、もしくは苦鉄質岩に挟まれて分布する。超苦鉄質岩類は一般的に塊状および均質であるが、いくつかのブロックでは明瞭な縞状構造を示す。Pangertok Inlet において、Uivak 片麻岩の貫入によってわけられた2つの超苦鉄質岩体は、かんらん石や斜方輝石の巨晶によって特徴づけられる (Fig. 2.9C および 2.9D)。Shuldhum Island の東岸では、かんらん石+斜方輝石含有ハルツバージャイト (Fig. 2.15D)、ダナイト (Fig. 2.15F)、かんらん石+単斜輝石含有ウェールライト (Fig. 2.15C)、輝岩 (Fig. 2.15E) などの複数種のかんらん岩が認められる。特に、ハルツバージャイトはかんらん石の巨大な針状構造によって特徴づけられる (Fig. 2.15D)。Collerson and others (1976b) は、それらをシルや厚い溶岩流の沈積構造によるものと考えた。それらは、アドキュームレイト (adcumulate) 中にみられるハリスティック構造 (harrisitic texture) に酷似する (Wager et al., 1960; Donaldson et al., 1974; O'Driscoll et al., 2007)。しかしながら、最近の高圧変成岩石学は、高圧による脱水環境下で変成かんらん石が成長し、ハルツバージャイト中のかんらん石も巨大な針状構造を形成することを示している (Trommsdorff et al., 1998; Padrón-Navarta et al., 2011)。

サグレック岩体の炭酸塩岩は、Isua 地域の炭酸塩岩同様に化学成堆積岩起源なのか (Bolhar et al., 2004; Friend et al., 2007; Nutman et al., 2010; Czaja et al., 2013)、交代作用起源なのか (Rose et al., 1996; Rosing et al., 1996)、結論が得られていない。交代作用はサグレック岩体中で拮抗はないが、交代作用型泥質岩のような作用の痕跡は認められる。炭酸塩岩は産状と岩石記載に基づき、少なくとも2つのタイプに分類され、両タイプとも炭酸塩鉱物、角閃石、石英、磁鉄鉱、硫化物を含み、それらの存在量は変成、珪化、二次的な変質の度合いに応じて様々である。BIF、泥質岩、チャートなどの堆積岩類を伴うタイプ (Fig. 2.10A から 2.10D) と、苦鉄質および超苦鉄質岩類を伴い、花崗岩や閃緑岩質岩の貫入を受けているタイプ (Fig. 2.10H) がある。Figure 2.10A は、Big Island の西部において、炭酸塩岩から粘土質炭酸塩岩層を経て泥質岩に漸移、それらを Uivak 片麻岩が貫入している様子を示している。炭酸塩岩の底部は波状構造を示す (Fig. 2.10B)。Figure 2.10C および 2.10D は、St John's Harbour の北東地域において、チャートや泥質岩 (Fig. 2.5 および 2.13) を伴う炭酸塩岩を示したものである。特に、層状炭酸塩岩中には珪化したノジュールがあり、ストロマトライトのようなドーム状構造を示す (Fig. 2.11C)。それらのほとんどは完全に再結晶化しているが、いくつかは比較的初期の組織を残す。Figure 2.10E は炭酸塩岩の初生組織を示し、球形もしくは不規則な形状の細粒炭酸塩鉱物が認められる。一方、後者の炭酸塩岩は、角閃石を伴う粗粒炭酸塩鉱物中に

ポリゴン形状の細粒炭酸鋳物が認められる (Fig. 2.10G). 特にそれら形状は、かんらん岩の他形の輝石マトリックス中の自形から垂自形かんらん石に酷似しており、かんらん石の仮像であることを示している. さらに、特に Pangertok Inlet において、炭酸塩岩は珪化の影響を受けている (Fig. 2.6, 2.10H および 2.14). 珪化した炭酸塩岩は、石英や単斜輝石で主に構成され、磁鉄鋳も含む. また、緑がかった白色から淡灰色を呈し、暗緑色のノジュールやブーディンも伴う (Fig. 2.10H).

チャートは、純粋な白色もしくは緑色チャートと、白色から淡灰色で暗緑色のノジュールやブーディンをもつチャートとの 2 つのタイプにわけることができる. 前者は St John's Harbour Fjord の北東側でみられ (Fig. 2.5, 2.9H および 2.13), 後者は Pangertok Inlet 等のサグレック岩体西側において強い変成作用を被ったものが存在している (Fig. 2.10H および 2.14). それらは局所的に炭酸塩鋳物が残存し、弱珪化した炭酸塩岩に伴う.

泥質岩はサグレック岩体中に遍在的に分布する (Ryan and Martineau, 2012). 特に、先行研究では後期太古代の Upernavik 表成岩類の典型的な構成要素とみなされてきた (Ryan and Martineau, 2012) が、泥質岩の起源についてはわかっていない. 泥質岩は、後述するように「true」と「putative」の泥質岩の 2 つタイプにわけることができる. 原生代玄武岩質岩脈を除くすべての岩石は、グラニュライト相にまで及ぶ変成作用と強い変形作用を被っている. 加えて、数十センチから数百メートル厚の若い花崗岩質岩脈は、すべての領域で貫入している. 花崗岩質岩脈の貫入は、母岩である苦鉄質岩や超苦鉄質岩類の変質、交代、混成作用をもたらし、苦鉄質岩や超苦鉄質岩類を「putative」な泥質岩へと改変した (Fig. 2.11C から 2.11F). 両泥質岩とも茶色がかかり、層状構造を示すため、両者を識別することは困難である. 砕屑堆積物から生じたほとんどの泥質片岩は、ざくろ石、黒雲母、石英、グラファイトを含む (Fig. 2.11A および 2.11B). いくつかの場所では、斜交葉理のような堆積構造は未だ保存されている (Fig. 2.11H). 一方、「putative」泥質岩は苦鉄質岩から花崗岩質岩への漸移を示し (Fig. 2.11C および 2.11E), 黒雲母、ざくろ石、石英に加え、斜長石や角閃石を含む (Fig. 2.11D).

礫岩は泥質岩と産することが多く、特に St John's Harbour Fjord 北東にある小さな川の河口で認められる (Fig. 2.12A から 2.12C). 礫はほとんどが珪岩であり、その大きさは巨礫サイズ (>256 mm) に達する. 礫岩中の礫の形状は、変形の程度を見積もるために使用できる. Figure 2.12A は上記地点の礫岩を南から観察したもので、Figure 2.12B および 2.12C は東から観察したものを示している. 礫岩中礫のアスペクト比は 19.6 から 46.8 の範囲であり、NS 方向に沿って伸張したことを示している.

縞状鉄鋳層 (BIF) は多くの場合、初期太古代緑色岩体の中で最も古い化学的堆積岩とみなされている (例えば、Nutman et al., 1996, 1997; Mojzsis et al., 1996; Mojzsis & Harrison, 2002ab; O'Neil et al., 2007). BIF は化学的堆積岩と定義され (James, 1954), Algoma, Superior, Minette, Clinton 型の 4 つに分類された (Gross, 1965). Algoma 型と Superior

型は、先カンブリア紀の BIF の分類によく用いられる (Klein 2005). サグレック岩体において、先行研究では Nulliak Island およびその対岸や Pangertok Inlet で BIF の存在が確認されてきたが、本研究ではさらに Big Island (Fig. 2.3) や Shuldhum Island 等、多くの地点において BIF を確認した。一方、先行研究において、St John's Harbour の南でも BIF が存在する (Ryan and Martineau, 2012) とされたが、本研究では確認できていない。BIF は化学的堆積型と交代型の 2 つにわけられる。西グリーンランドの南にある Akilia Island の BIF は、超苦鉄質岩の交代作用により形成されたものか (Fedo and Whitehouse, 2002), 化学的堆積によるものなのか (Mojzsis and Harrison, 2002b; Friend et al., 2002), 決着がつかない。サグレック岩体では、薄い花崗岩質岩脈によって交代作用を受けた苦鉄質岩は BIF のようにみえる。化学堆積型の BIF は、Big Island (Fig. 2.3 および 2.9G), Nulliak Island (Fig. 2.4A, 2.9E, 2.9F), Nulliak Island の対岸 (Fig. 2.4B), Pangertok Inlet (Fig. 2.6), Shuldhum Island 南部 (地質図なし) に、交代型の BIF は St John's Harbour 北東部 (Fig. 2.5) や南部 (Ryan and Martineau, 2012) など散点的に認められる。BIF の大部分は厚さ 5 m に満たない薄層であるが、Nulliak Island では 30 m に達する。BIF の厚さは急激に変化し、横方向に数十から数百メートルで消滅する。また、BIF 中の白色および黒色の層状構造やスランプ構造はほとんどの露頭において明瞭に認められる (Fig. 2.11E)。BIF は磁鉄鉱、石英、斜方輝石、単斜輝石から主に構成され、カミングトン閃石、角閃石、黄鉄鉱、燐灰石を含む。白色層は主に、10-1000  $\mu\text{m}$  の自形から他形の石英から構成され、鏡下で波動消光を示す。一方、黒色層は主に磁鉄鉱、単斜輝石、斜方輝石で構成され、カミングトン閃石や角閃石も含む。輝石は離散粒子、層準に平行に存在し、輝石中に離溶ラメラがみられるものもある。

Nulliak 表成岩類と Uivak 片麻岩は複数の熱造構イベントを被っており、最初のオリジナルな層構造、断層、褶曲を識別することは困難である。現在、それらの卓越した構造方向は、花崗岩質岩脈と平行な NS 方向を示し (Fig. 2.2 から 2.7), 花崗岩質岩の貫入によってオリジナルな構造の大部分は消滅している。しかしながら、本研究では、いくつかのオリジナルな変形構造を識別することができた。Figure 2.12D は St John's Harbour 南部に分布する苦鉄質岩と泥質岩との境界部分を示す。変形は境界に沿って集中し、2 つのタイプの面構造を認めることができる。いくらかの面構造は境界線と平行な一方で、その他については面構造や境界と斜交しており、ルーフスラスト、フロアスラスト、リンクスラストで定義されるデュープレックス構造 (McClay, 1992) を示す。苦鉄質岩と泥質岩の面構造とが斜交している分岐構造は、表成岩類中の多くの地点で観察することができ (Fig. 2.12E および 2.12F), それら境界に断層が存在していることを示している。また、小規模な分岐断層や斜交構造は全ての地域に遍在的に観察できる。Figure 2.12D は苦鉄質岩と泥質岩との境界付近でみられるデュープレックス構造を示す。Figure 2.12H は、Pangertok Inlet 中の珪化した炭酸塩岩内部にみられるデュープレックス構造の上部を示している。

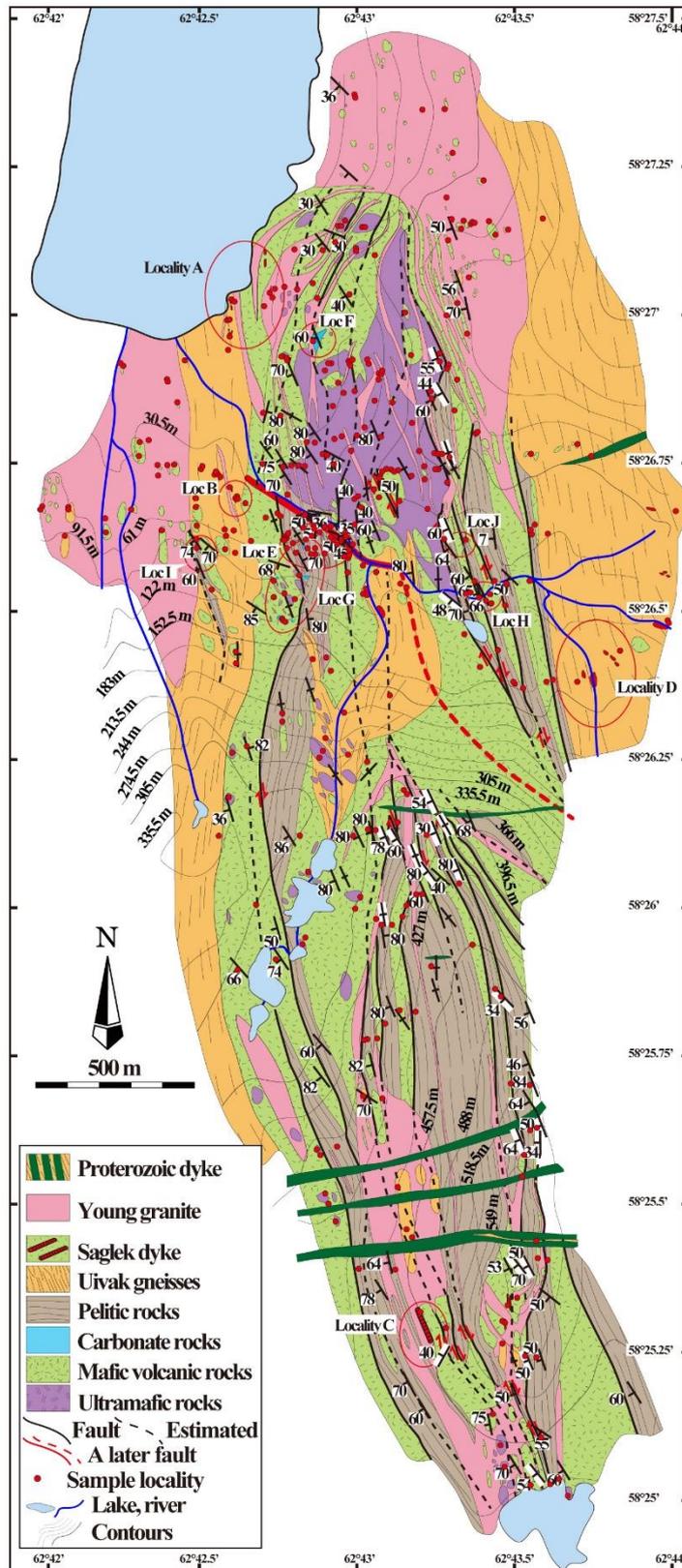
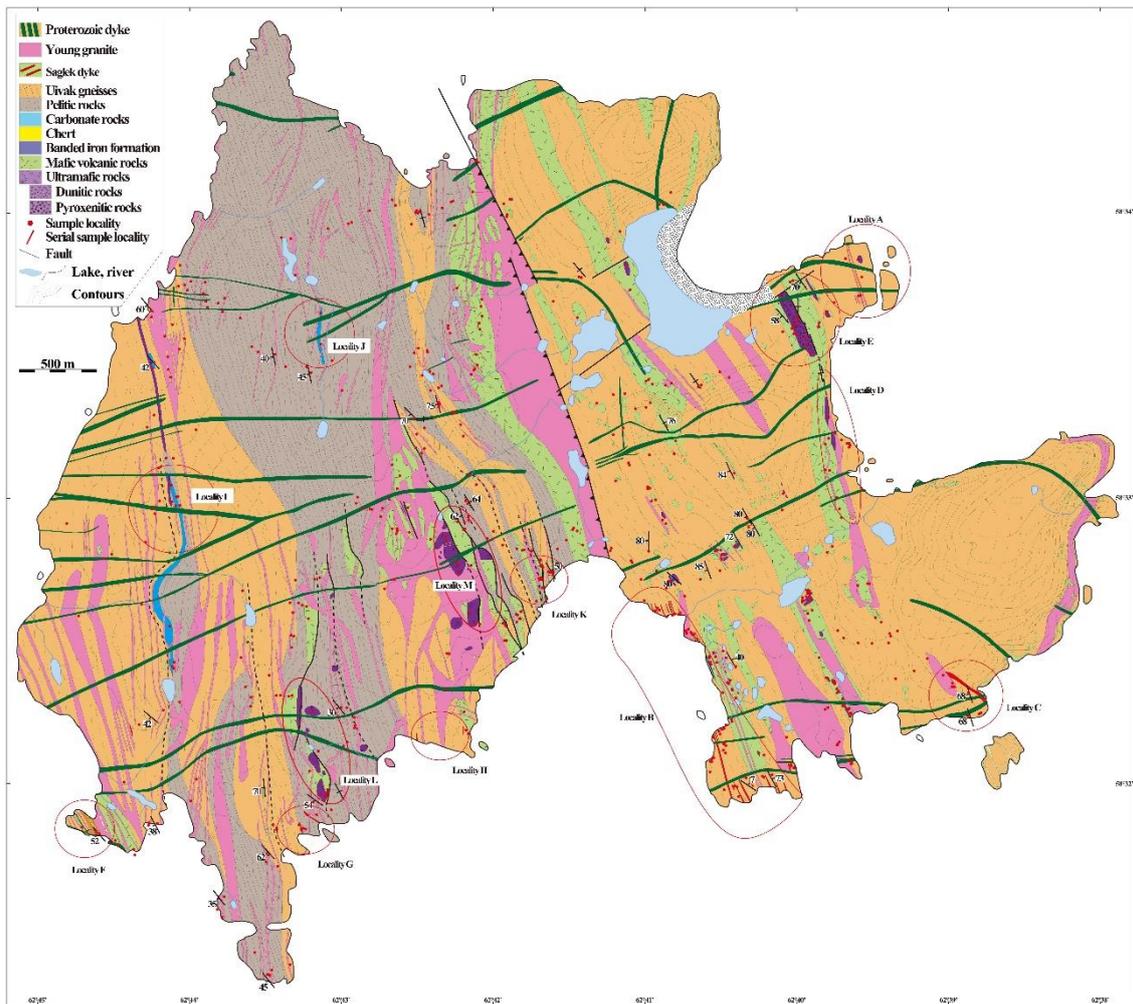
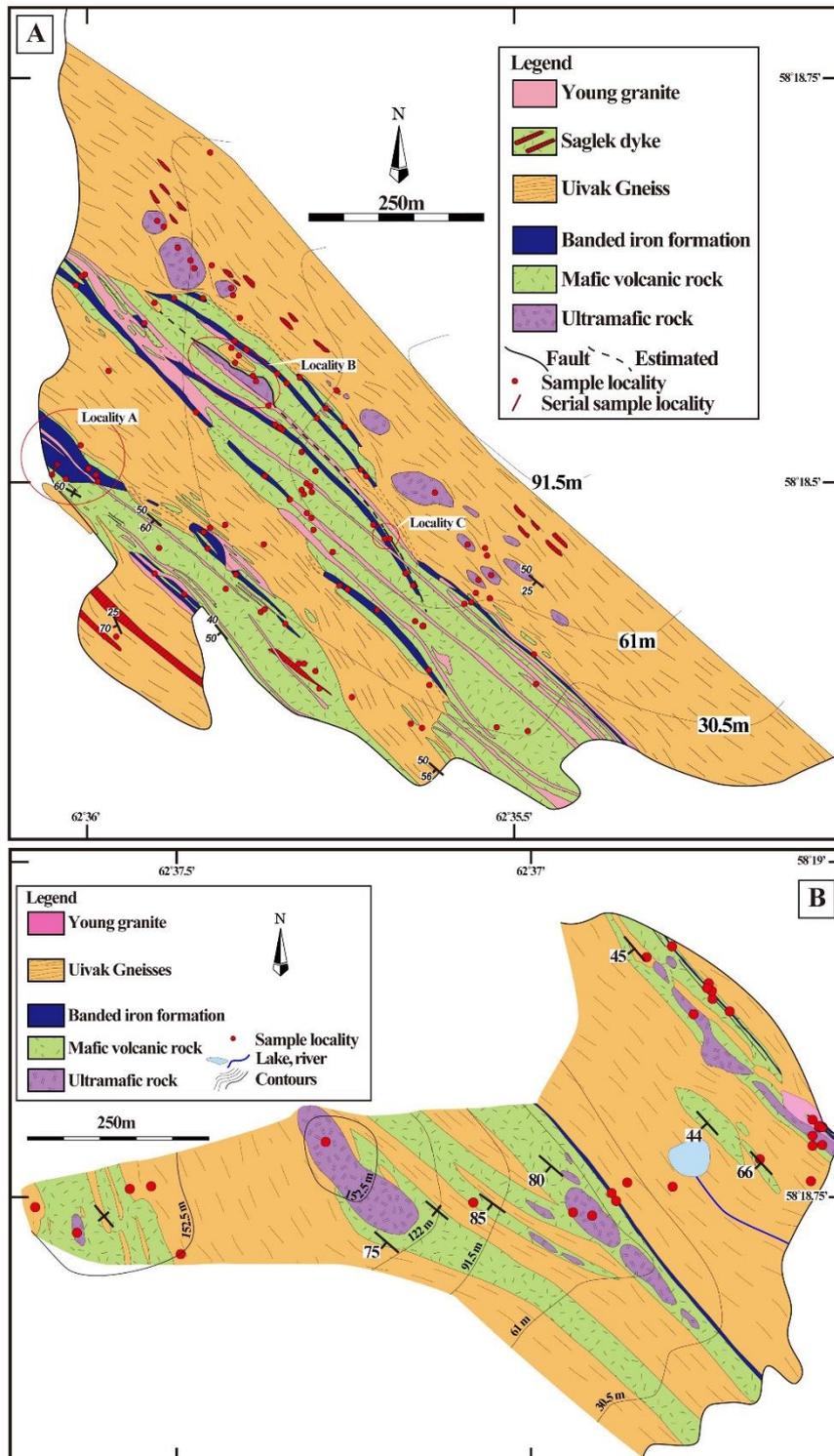


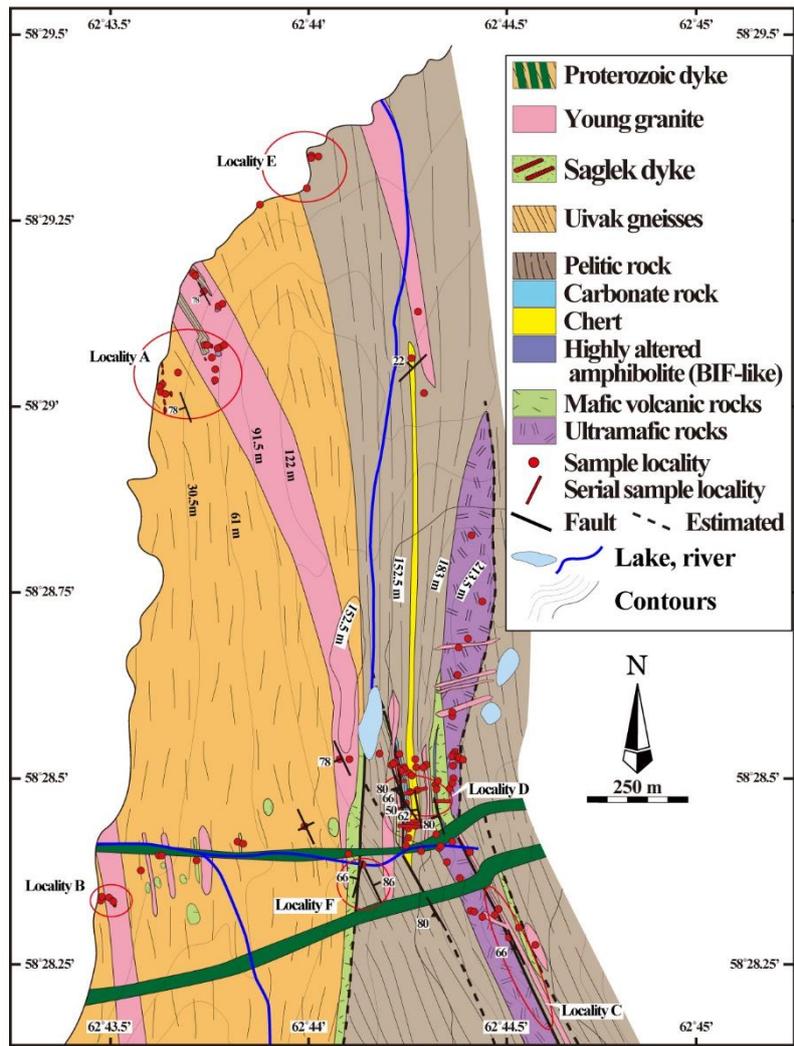
Fig. 2.2 A geological map of St John's Harbour South.



**Fig. 2.3** A geological map of Big Island.



**Fig. 2.4** (A) A geological map of southwestern part of the Nulliak Island. (B) A geological map of the opposite side of the Nulliak Island.



**Fig. 2.5** A geological map of St John's Harbour East.

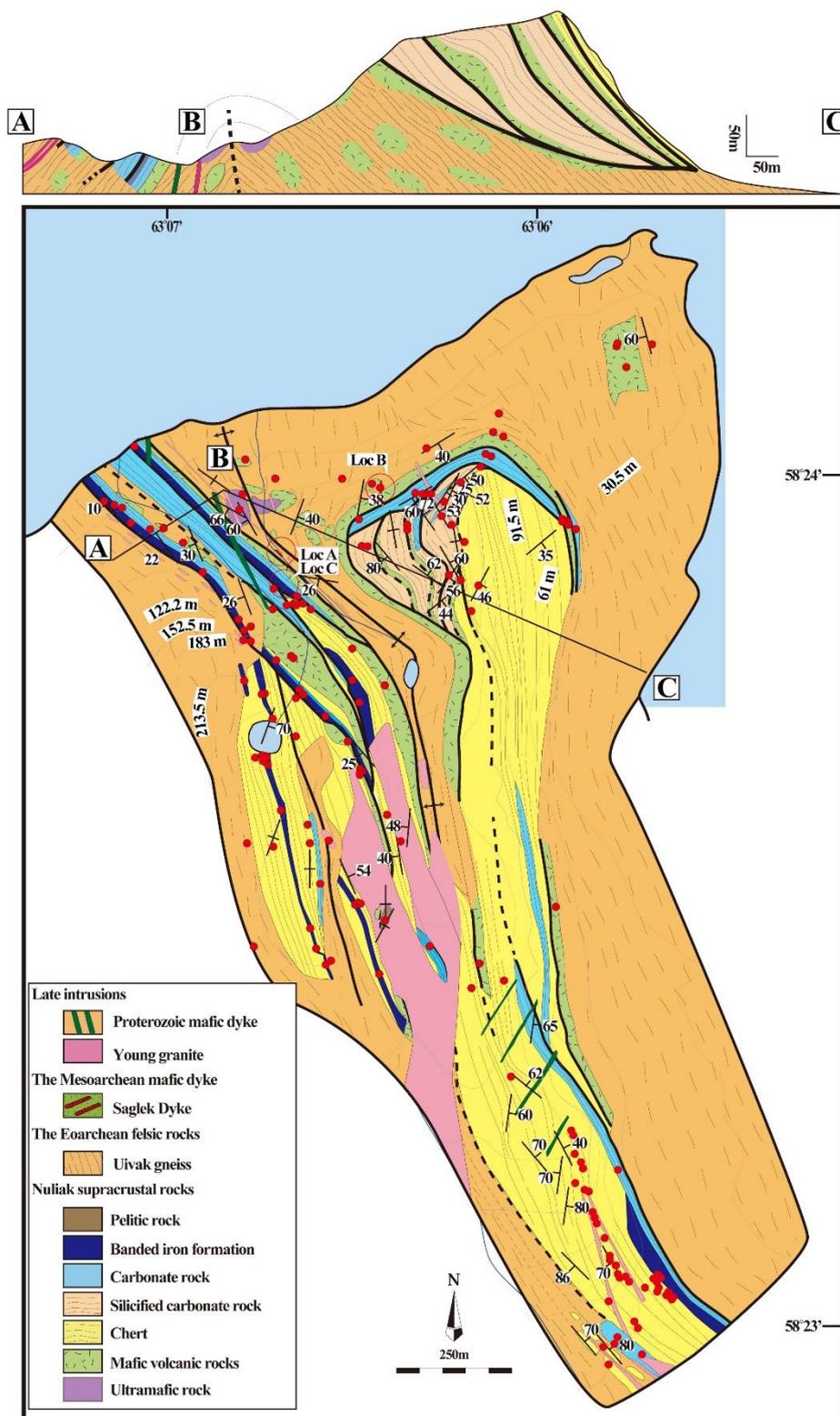
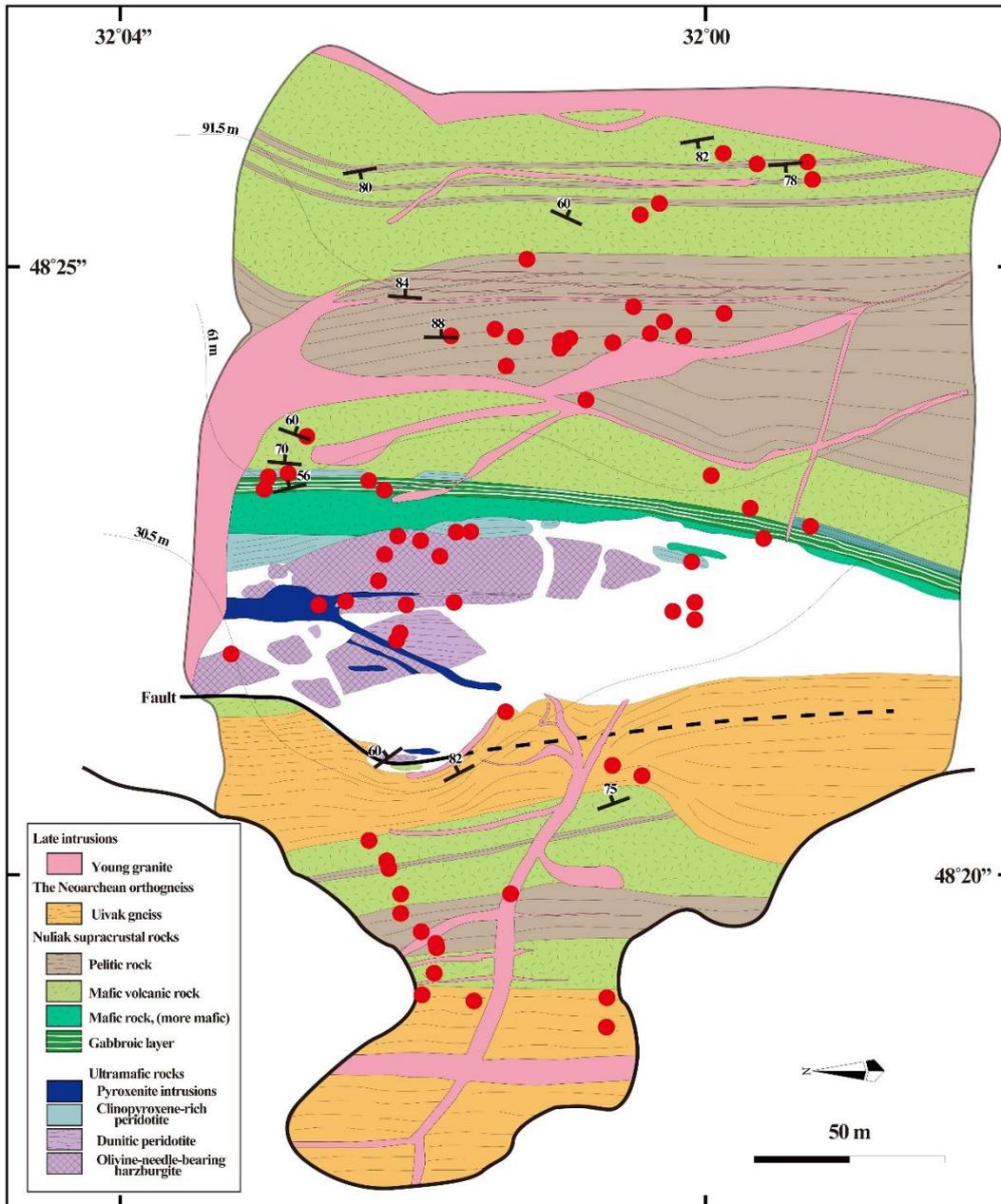
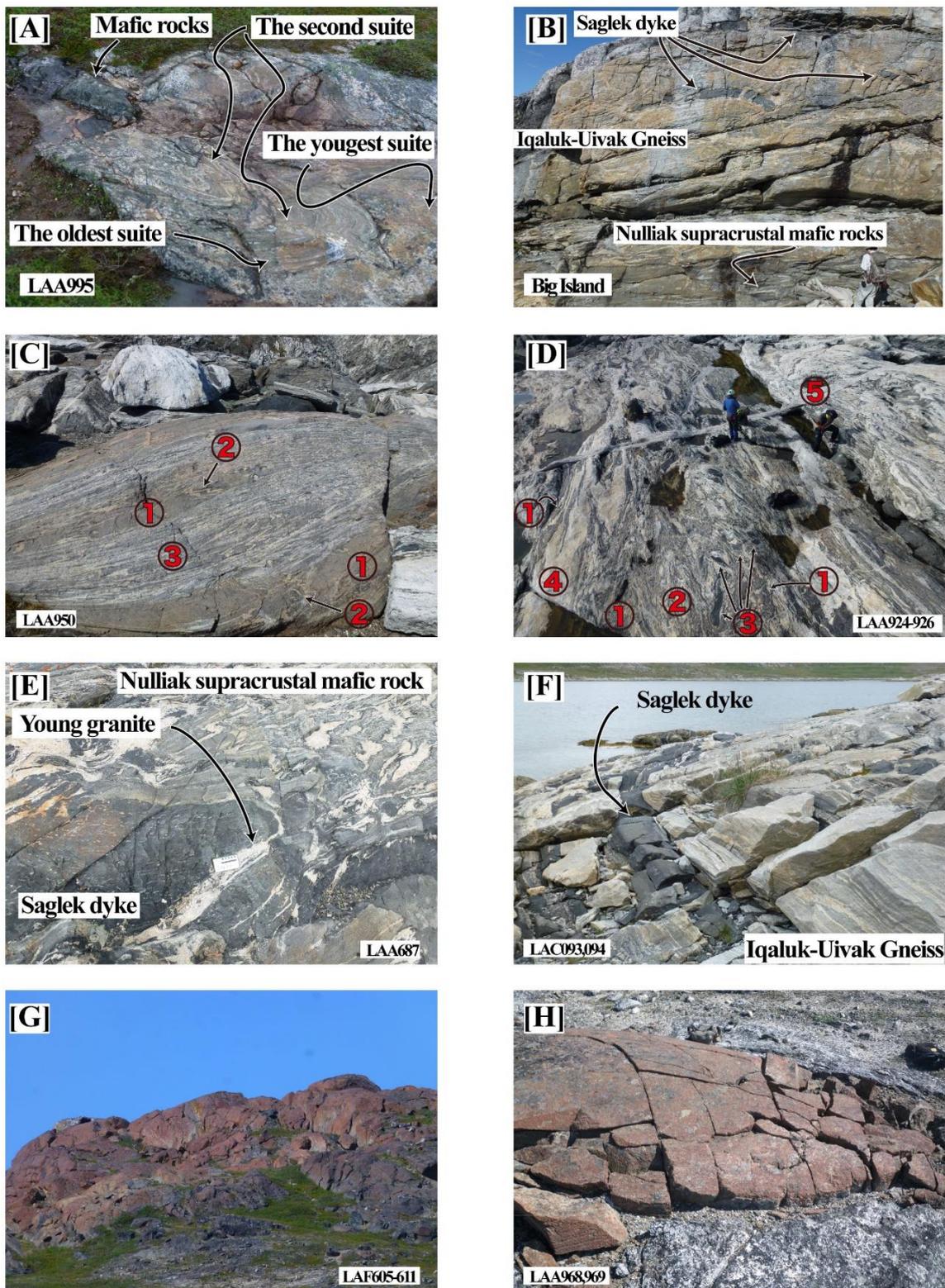


Fig. 2.6 A geological map of the Pangertok Inlet area.

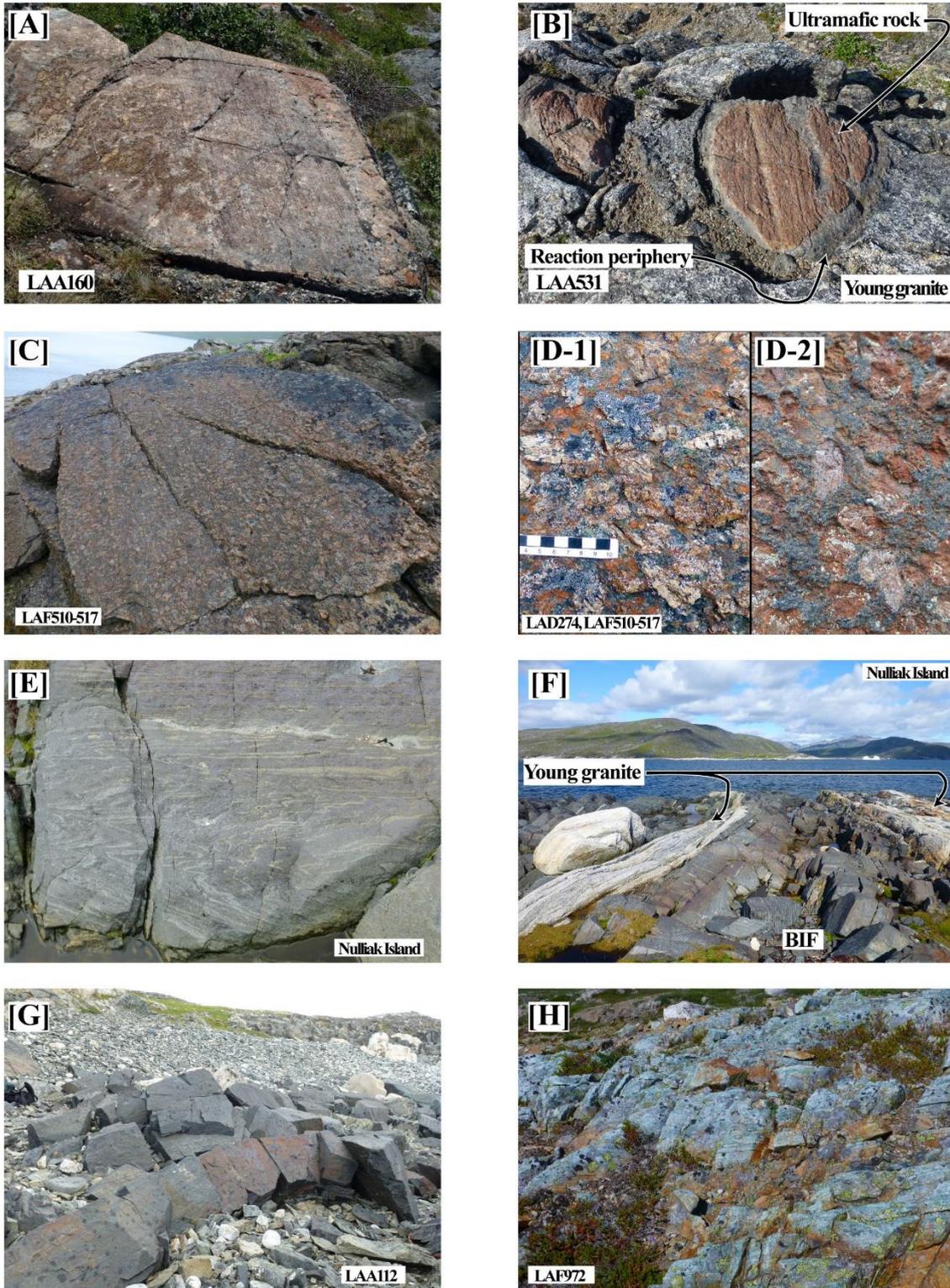


**Fig. 2.7** A geological map of a small point of the western coast of the Shuldham Island.



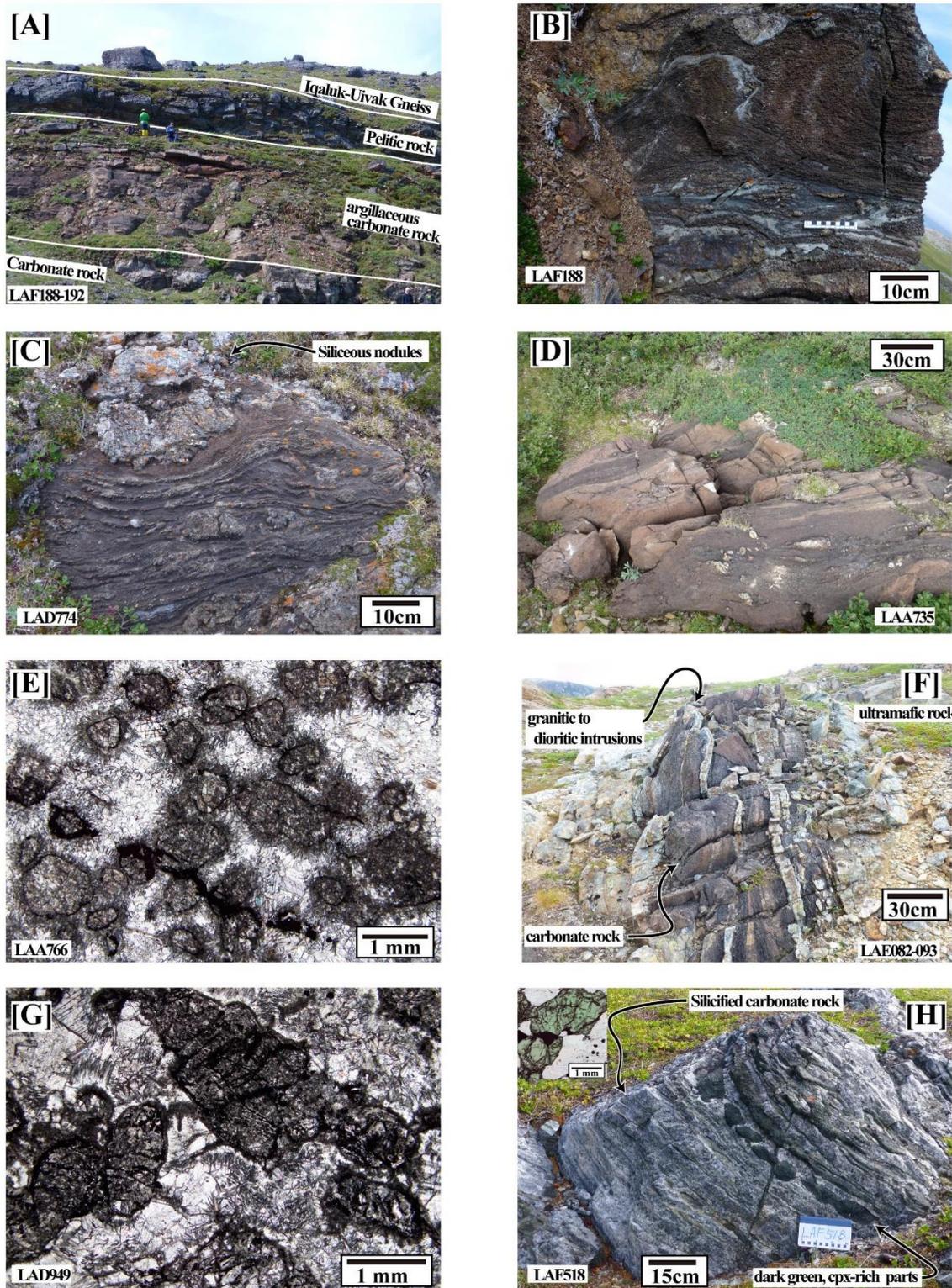
**Fig. 2.8** Photos of outcrops of the Uivak Gneiss complex, Saglek dykes and ultramafic rocks. (A) An outcrop of Uivak Gneisses and mafic enclaves. The Uivak Gneiss is composed of orthogneisses with at least three generations based on cross-cutting relationship. The mafic rocks

occur as enclaves within the oldest suites of the Uivak Gneiss. (B) Uivak Gneiss, intruded by thin Saglek dykes. (C) Uivak Gneisses with at least three generations. (D) A composite body of the Nulliak supracrustal rocks (1), Uivak Gneiss (2), Saglek dykes (3), white coarse-grained gneiss (4) and a young granitic intrusion (5). (E) The Nulliak supracrustal rock, intruded by a Saglek dyke with large plagioclases and subsequent granitic intrusions. (F) Uivak Gneiss, intruded by a Saglek dyke. (G) An ultramafic body. (H) An ultramafic block within a granitic intrusion.



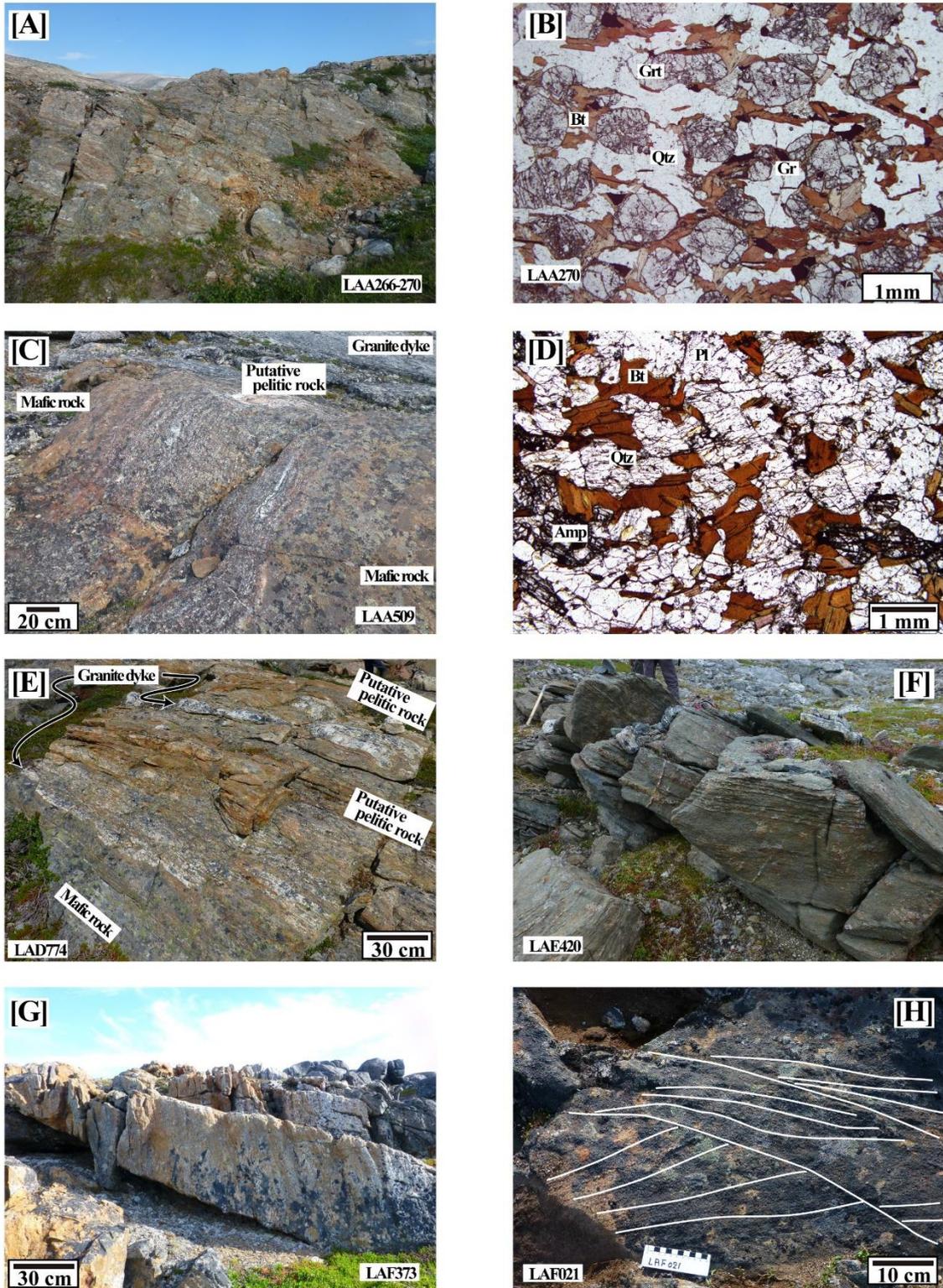
**Fig. 2.9** Photos of outcrops of the Nulliak supracrustal rocks. (A) An outcrop of the ultramafic rocks with clear layering at the St John's Harbour South. (B) Ultramafic rock enclaves within a young granite intrusion. Micaceous reaction periphery is found between the ultramafic rocks and

granite intrusion. (C) An ultramafic rock with olivine and pyroxene megacrysts in the Pangertok Inlet area. (D) The pyroxene (1) and olivine megacrysts (2) within the ultramafic rock (C). (E) A banded iron formation (BIF) with slumping structure interlayered with parallel layers at Nulliak Island. (F) A thick banded iron formation with clear layering, intruded by young granite intrusions at Nulliak Island. (G) A thick banded iron formation at Big Island. (H) Green cherts with white and green layers at St John's Harbour East.



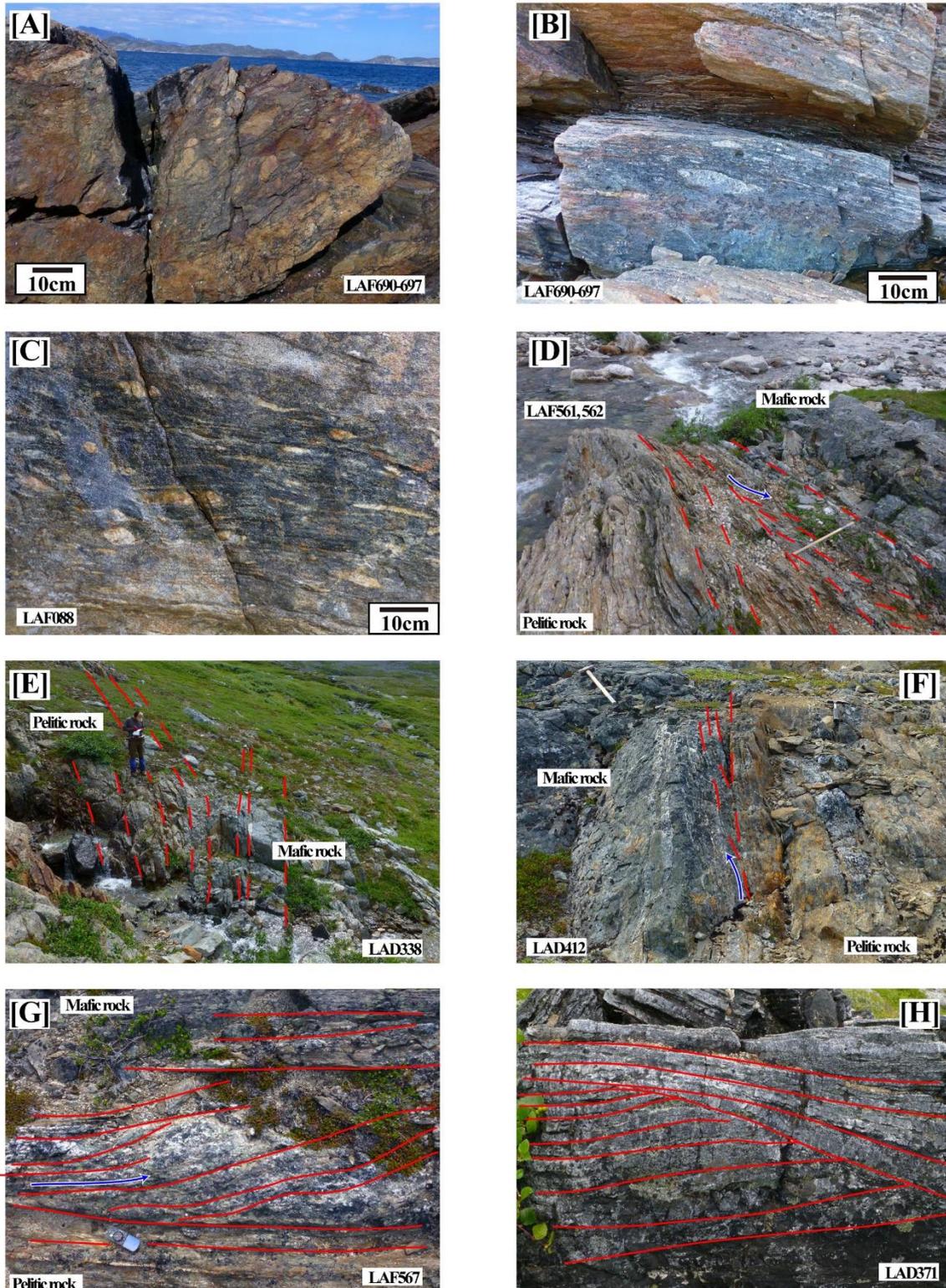
**Fig. 2.10** Photos of the Nulliak supracrustal rocks and thin sections of carbonate rocks. (A) A large outcrop of the Nulliak supracrustal rocks from the carbonate rocks through argillaceous carbonate rock to pelitic rock, intruded by the Uivak Gneiss at Big Land. (B) A close view of the

carbonate rock (A), showing a domal structure. (C) A carbonate rock with siliceous nodules at St John's Harbour East, showing domal structure in the center. (D) A representative microscopic image of the carbonate rock (C), showing fine-grained globular structures within clear coarse-grained carbonates. (E) A carbonate rock, associated with ultramafic rocks at St John's Harbour South. (F) A representative microscopic image of the carbonate rock (E), showing fine-grained polygonal structures within clear coarse-grained carbonates. (G) White chert with green boudins, derived from silicification of carbonate rock, at Pangertok Inlet area. A representative microscopic image of the green pyroxene in quartz is also shown at the upper left side.



**Fig. 2.11** Photos of the Nulliak supracrustal rocks and thin sections of pelitic rocks. (A) An outcrop of the pelitic rocks at the St John's Harbour South. (B) A representative microscopic image of the pelitic rock (A), containing biotite (Bt), garnet (Grt), quartz (Qtz) and graphite (Gr).

(C) An outcrop of putative pelitic rock, showing transition from brownish green mafic rock (both sides) to the brown pelitic rock (center) possibly due to thin granitic intrusions at St John's Harbour South. (D) A representative microscopic image of the putative pelitic rock (C), containing biotite (Bt), amphibole (Amp), and quartz (Qtz). (E) An outcrop of putative pelitic rock, showing transition from brown-grayish mafic rock to the brown pelitic rock, possibly due to thin granitic intrusions at Big Island. (F) A weathered, brownish foliated ultramafic rock at St John's Harbour South. (G) A weathered, brownish granitic intrusion at Shuldham Island area. (H) A pelitic rock with possible cross-lamination at Big Island.



**Fig. 2.12** Photos of outcrops of the Nulliak supracrustal rock and deformation structures within the supracrustal belt. (A) An outcrop of the conglomerate at the St John's Harbour East, taken from the south. (B) An outcrop of the conglomerate at the St John's Harbour East, taken from the

east. A large siliceous clast in the conglomerate displays north to south extension. (C) An outcrop of the conglomerate at the St John's Harbour East, taken from the east. Many clasts in the conglomerate were highly extended north to south. (D) The boundary between lower pelitic rock (left side) and upper mafic rock at St John's Harbour South. The foliations are concentrated at the upper part of the pelitic rock and oblique to the fabric of the upper mafic rock, indicating a fault between them. A duplex structure is also found there. (E) A boundary between pelitic rock (left side) and mafic rock (right) at St John's Harbour East. The fabrics of pelitic rocks are oblique to those of the mafic rocks. Although their relation looks conformable, a fault is present between them. (F) A boundary between pelitic rock (right side) and mafic rock (left) at St John's Harbour South. The fabrics of mafic rocks are oblique to those of the pelitic rocks. Small faults, oblique to the fabrics in pelitic rocks, form a half duplex structure. (G) A duplex structure in pelitic rocks, at St John's Harbour South. (H) A half duplex structure in chert, a silicified carbonate rock, at Pangertok Inlet area.

## 2.4 サグレック岩体の6地域の地質

### 2.4.1 St John's Harbour South の地質

St John's Harbour (Fig. 2.1C) の南部域 (St John's Harbour South と呼ぶ) の詳細な地質図を Fig. 2.2 に示す. St John's Harbour South には, 南北走向の表成岩類, 花崗岩質片麻岩, 花崗岩類, 原生代の苦鉄質岩脈が分布する. 表成岩類には, 超苦鉄質岩類, 苦鉄質岩類, 泥質岩 (pelitic rock), 炭酸塩岩が含まれ, 苦鉄質および泥質岩は大局的に北北西走向, 西傾斜である. 花崗岩質片麻岩はトータル岩質から花崗岩質であり, 複数のジェネレーション (世代) をもつ. 本研究による地質調査以前は, サグレック岩脈の存在が報告されていなかったため, 表成岩類は Upernavik 表成岩類に属するとされていた (例えば, Bridgwater and Schjøtte, 1991; Ryan and Martineau, 2012) が, 本研究の詳細な地質調査により, 多くのサグレック岩脈を確認することができた. 本地域のサグレック岩脈は薄く (厚さ 2 m 未満), 断片化している (10 m 長未満) もの, Locality A-D (Fig. 2.2) においてサグレック岩脈の特徴である斜長石の巨晶を伴う. また, 本地域中央部において Uivak 片麻岩が表成岩類に貫入していることも明らかとなった (Fig. 2.2). サグレック岩脈の存在および表成岩類が Uivak 片麻岩に貫かれている地質関係は, 表成岩類が Nulliak 表成岩類に属することを示している. また, サグレック岩脈, 超苦鉄質岩類, および炭酸塩岩の存在については本地域で最初の報告である. 特に超苦鉄質岩は, 先行研究では泥質岩とされていたものである (Ryan and Martineau, 2012). 本地域では縞状鉄鉱層 (BIF) およびチャートなどの表成岩類は見つかっていない. 表成岩類および花崗岩質片麻岩類試料を計 650 採取した.

St John's Harbour South 周辺は, グラニュライト相に達する変成作用と強い変形作用がみられる. 加えて, 広範囲で花崗岩質岩脈の貫入がみられ, 苦鉄質および超苦鉄質岩類の変質, 交代, およびミグマタイト化作用を生じさせた. 先行研究では, 泥質片麻岩が本地域に広く分布することが示されていたものの, 後述されるように, 泥質片麻岩は産状および記載岩石学により泥質片麻岩と「putative」な泥質片麻岩とに分類される. 花崗岩質岩の貫入は, 苦鉄質および超苦鉄質岩類を「putative」な泥質片麻岩へと変えると解釈される (Fig. 2.11C から 2.11F). 泥質片麻岩は主に黒雲母, ざくろ石, 石英, グラファイトで構成され, 明瞭な縞状構造をもち (Fig. 2.11A および 2.11B), Locality E の露頭において二次的影響の少ない試料がみられた. 超苦鉄質岩類は本地域南部の苦鉄質岩体, Uivak 片麻岩, 花崗岩類岩脈中にブロックとして広く点在している (Fig. 2.2). ほとんどは均質 (homogeneous) であるが, 層状構造を示すものもみられ (Fig. 2.11A), 場所によっては泥質岩帯と近接する. 炭酸塩岩は Locality F および G を含む超苦鉄質岩類の近傍および岩体内部の少なくとも 8 地点で確認することができ (Fig. 2.10F), それらのほとんどは花崗岩質および閃緑岩質岩に貫入を受ける. 鏡下では, 細粒な炭酸塩鉱物に置換

されたかんらん石および輝石の仮像が観察され (Fig. 2.10G), 交代型 (metasomatic) の炭酸塩岩と考えられる. 本地域では, 化学的堆積型の炭酸塩岩はみられない.

Saglek-Hebron 地域では, 複数の熱造構イベントがあったことが知られており, 正片麻岩の野外における産状は, 複数の正片麻岩が異なる年代であることを示している. Shimojo et al. (2012; 2013; 2016) は, 本地域北部の露頭において複数の苦鉄質岩類および正片麻岩類との関係を 1:10 のスケッチ作成を行うことにより, それらの関係を明らかにした. 正片麻岩と苦鉄質岩類の貫入関係に基づき, 正片麻岩類を 5 つ, 苦鉄質片麻岩類を 2 つのジェネレーションに識別した. さらに, 正片麻岩の 5 つのジェネレーションのうち最も古いおよび若い試料中のジルコンを用い, カソードルミネッセンス像および U-Pb 年代測定を行った (Fig. 2.8A). 最も古い灰色片麻岩 (gray gneiss) は高度に褶曲した黒色および白色の薄層からなり, 複数の白色片麻岩 (white gneiss) により貫入されている (Fig. 2.8A). 灰色片麻岩中の火成ジルコン年代は最大でおよそ 3.95 Ga を示し, オリジナル (precursor) な岩石の年代と解釈される (Shimojo et al., 2012; 2013; 2016). 一方, 露頭の産状で最も若い粗粒な白色花崗岩質岩脈は, 塊状であるが局所的に弱い片麻状構造をもつ. 火成ジルコンの年代により 3.87 Ga に形成されたと解釈されている (Shimojo et al., 2012; 2013; 2016).

表成岩類と Uivak 片麻岩との地質関係は不明瞭な部分が多く, 先行研究では本地域の表成岩類は, Uivak 片麻岩を不整合に覆う Upernavik 表成岩類と考えられてきた. しかしながら, 基底礫岩がみられないこと, Uivak 片麻岩中に苦鉄質岩類, 超苦鉄質岩類, 泥質岩の様々なサイズの露頭があること, いくつかの場所において表成岩類が Uivak 片麻岩に貫入されていること (Fig. 2.2) から, 表成岩類は Uivak 片麻岩よりも古い年代をもつ Nulliak 表成岩類であると解釈できる.

Nulliak 表成岩類は, 複数の造構熱イベントを被っており, オリジナルな構造, 断層, 褶曲を認定することは困難であるが, 本地域の超苦鉄質岩類, 苦鉄質岩類, 泥質岩は多くの場合, 地質図スケールで帯状に繰り返し分布しており, 泥質岩については分岐構造もみられる (Fig. 2.2). さらに, 内部ファブリクスやデュプレックスなどの斜交構造の存在も分岐構造を形成する断層の存在を支持するものである. Fig. 2.12D は Locality H において, 泥質岩の層理面が苦鉄質岩のファブリックと斜交していることを示している. フロア, ルーフ, リンクスラストを伴う局所的なデュプレックス構造は, Locality J の泥質岩中で認められる (Fig. 2.12D). Fig. F は Locality I における泥質岩と苦鉄質岩の斜交構造を示したものである.

Fig. 2.2 には泥質岩帯の分岐構造に基づく断層の存在も示している. 超苦鉄質岩類は, 多くの場合, 苦鉄質岩帯のみかけ下位に分布する. 従って, 超苦鉄質岩類が存在するテクトニックブロックの岩相層序は下位より, 超苦鉄質岩類, 苦鉄質岩類, 泥質岩類となり, 分岐断層の存在等も考慮すると, デュプレックス構造の存在が示唆される. また, 南側の下部ブロックと北側の上部ブロックは, Uivak 片麻岩の貫入を受ける前に断層を

介し接する.

## 2.4.2 Big Island の地質

Big Island はサグレックフィヨルド内に位置し、St John's Harbour South (2.4.1 参照) の北側延長である (Fig. 2.1C, Bridgwater et al., 1975). Big Island は先行研究において詳細な地質図が描かれており、南北のトレンドをもつ花崗岩類および東西のトレンドをもつ原生代苦鉄質岩類の貫入を受けた Upernavik 表成岩類, Uivak および未分類の片麻岩類が分布するとされる (Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1976a; Collerson and Bridgwater, 1979). 表成岩類は変堆積岩類, 角閃岩, 超苦鉄質岩類を含み、北北西-南南東から南北走向で西傾斜の構造をもつ。苦鉄質岩 (角閃岩) 類は、枕状構造やハイアロクラスタイトのオリジナルな構造は保持されていないものの、溶岩もしくはシルであったと考えられている (Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1976a). 本地域は Uivak 片麻岩と表成岩類との境界が確認されていないものの、碎屑岩類が表成岩類において卓越していること、BIF が存在しないことから、表成岩類は Uivak 片麻岩よりも若い Upernavik 表成岩類とされてきた (Bridgwater and Schiøtte, 1991). また、Big Island 東部の正片麻岩類はサグレック岩脈により貫入されているため Uivak 片麻岩とされてきた (Bridgwater et al., 1975; Collerson et al., 1976; Collerson and Bridgwater, 1979). 一方、Bridgwater and Schiøtte (1991) は中央部から西部にかけて広く分布している正片麻岩類を約 3,200 Ma に形成された Lister 片麻岩であるとした。

Fig. 2.3 は Big Island で作成した地質図であり、計 833 試料の岩石を採取した。Big Island の地質は東部と西部との 2 つに大別され、それらは南北系の断層および花崗岩質岩脈によって分けられる (Fig. 2.3)。東部は Uivak 片麻岩を主体とし、苦鉄質岩, 超苦鉄質岩, 縞状鉄鉱層 (BIF), チャート, 炭酸塩岩を伴う。サグレック岩脈は、Locality A から C にみられるように散在する (Fig. 2.8B, 2.8C, 2.8E)。淡緑色から銀色を呈する雲母に富む (micaceous) 岩石はブロックとして分布し、東部の断層に沿う形で花崗岩質岩脈や超苦鉄質岩類と伴って産する。表成岩類は、Uivak 片麻岩中にブロック状に含まれる、もしくは北西-南東方向の帯状に分布する。それらは北北東走向で西に垂直から急傾斜する。苦鉄質岩類は普遍的に存在し、超苦鉄質岩類は多くの場合苦鉄質岩類と伴って産する (Fig. 2.8G)。超苦鉄質岩類にはダナイト, かんらん岩, 輝岩を含み、ダナイトや輝岩は Locality E において貫入されている産状がみられる (Fig. 2.8G)。超苦鉄質岩類はほとんどの場合、苦鉄質岩帯内部に分布し、それらのオリジナルな構造関係は後の変成作用による影響で不明瞭である (例えば、Collerson et al., 1976a)。かんらん岩は、化学的組成がかんらん石, 単斜輝石, 角閃石と遷移するため、玄武岩質およびコマチアイト質岩床の沈積部であるとされている (Collerson et al., 1976b)。しかしながら、Locality E における巨大な超苦鉄質岩体は、断層を介し苦鉄質岩帯を覆っており、超苦鉄質岩体の東側の苦鉄質岩帯との境界部は構造的に接したことを示している。一方、超苦鉄質岩類とそれを覆う苦鉄質岩類の西側境界部は整合的である。

縞状鉄鉱層（BIF）とチャートは **Locality B** に分布する。白色および青黒色の明瞭な層状構造をもつ薄い BIF 層（層厚 1 m）は、**Locality B** 中央部（Fig. 2.3 および 2.9G）に、南部には苦鉄質岩中に小さな破片状に存在する。

**Big Island** 西部は泥質岩が卓越することで特徴づけられる（Fig. 2.3）。表成岩類は苦鉄質岩、超苦鉄質岩、泥質岩、炭酸塩岩を含む。**Locality F** および **H** の片麻岩類および **Locality I** の表成岩類はサグレック岩脈に貫入されていることから、**Uivak** 片麻岩および **Nulliak** 表成岩類であることを示している（Fig. 2.3）。超苦鉄質岩類は泥質岩や花崗岩質岩脈内部にブロックとして存在、または、苦鉄質-超苦鉄質岩体の下部に分布する。炭酸塩岩は、**Locality I** および **J** の 2 地点で最大 10 m 厚でみられるもの水平方向に向かうにつれ消滅する（Fig. 2.3）。**Locality I** では、炭酸塩岩層は「pure」な炭酸塩岩から粘土質の炭酸塩岩を経て泥質岩に遷移する様子がみられ（Fig. 2.10A）、特に層下部ではドーム状構造の様にもみられる（Fig. 2.10B）。泥質岩は西部に広範囲に分布しており、**Locality K** の泥質岩中には、碎屑堆積物由来と考えられるザクロ石、黒雲母、石英、ジルコン、斜長石、グラファイトを含む。

超苦鉄質岩類のブロックの一部は泥質岩内部に分布し、現在の付加体中のメランジュと似た構造を示す（例えば、Cowan, 1985; Matsuda and Ogawa, 1993）。しかしながら、西部の地質構造は **St John's Harbour South** と同様に断層の造構作用によるブロックと解釈することもできる。その構造ブロックは、特に **Locality L** および **M** において、下位より超苦鉄質岩、苦鉄質岩、泥質岩と累重する。

### 2.4.3 Nulliak Island 南西部およびその対岸の地質

Nulliak Island の南西部でも表成岩類が分布し、それらは超苦鉄質岩、ざくろ石角閃岩、縞状鉄鉱層 (BIF) から構成される (Fig. 2.1 および 2.4A). 表成岩帯は東端および西端で Uivak 片麻岩と接しており、中央部では Uivak 片麻岩の貫入がみられる (Fig. 2.4A). また、表成岩類と Uivak 片麻岩はサグレック岩脈に貫入されており、それらは表成岩類が Nulliak 表成岩類であることを示している (例えば, Nutman et al., 1989; Ryan and Martineau, 2012). 地質図上には示されていないが、Uivak 片麻岩の分布域において花崗岩質貫入岩が複雑に貫入している。それら貫入岩の多くは南北のトレンドをもつ。表成岩類は多くが北西-南東走向で西に緩傾斜する構造をもつ。超苦鉄質岩類の分布については、Uivak 片麻岩中にみられるもの、Locality B や C などの苦鉄質岩類中に含まれるものの2つのタイプがある (Fig. 2.4A). BIF については本研究により、Uivak 片麻岩の貫入により断片化されているものの、最低 8 つの層に識別することができた。BIF 層は苦鉄質岩を狭在し、層厚は様々である。北西部の Locality A では層厚は 31.5 m に達するが、ほとんどの層は南東に向かうにつれ次第に薄くなり、やがて消滅する。BIF はほとんどの地点において白色と暗青色 (~ 黒色) の明瞭な互層であり、特に Locality A (Fig. 2.9F) の薄層ではスランプ構造も認められる。BIF は主に磁鉄鉱、斜方輝石、単斜輝石、石英から構成され、カミングトン閃石、角閃石、黄鉄鉱、燐灰石を含む。白色層は石英から主に構成され、一方、暗青色層は磁鉄鉱、斜方輝石、単斜輝石から主に構成され、カミングトン閃石、角閃石を含む。磁鉄鉱はバンド (層) を形成し、輝石類はランダム (離散状) に存在する。ほとんどの単斜輝石粒子は斜方輝石の離溶ラメラをもつ。前述したように超苦鉄質岩の分布には2つのタイプがみとめられる。東部の超苦鉄質岩類は Uivak 片麻岩中にブロックとして存在し、それらは北西-南東方向のトレンドがみられる。一方、西部の超苦鉄質岩類は Locality B および C の2つの領域に分布し、それらの間に超苦鉄質岩類はみられない。また、北西および南東延長に分布は認められない (Fig. 2.4A). 地質構造は超苦鉄質岩類の下位に断層が存在することを示しており、本地域は BIF を狭在する超苦鉄質岩類と苦鉄質岩類とで構成され、断層で分けられた少なくとも2つのブロックから構成される。Nulliak Island の南西部から 221 試料の岩石を採取した。

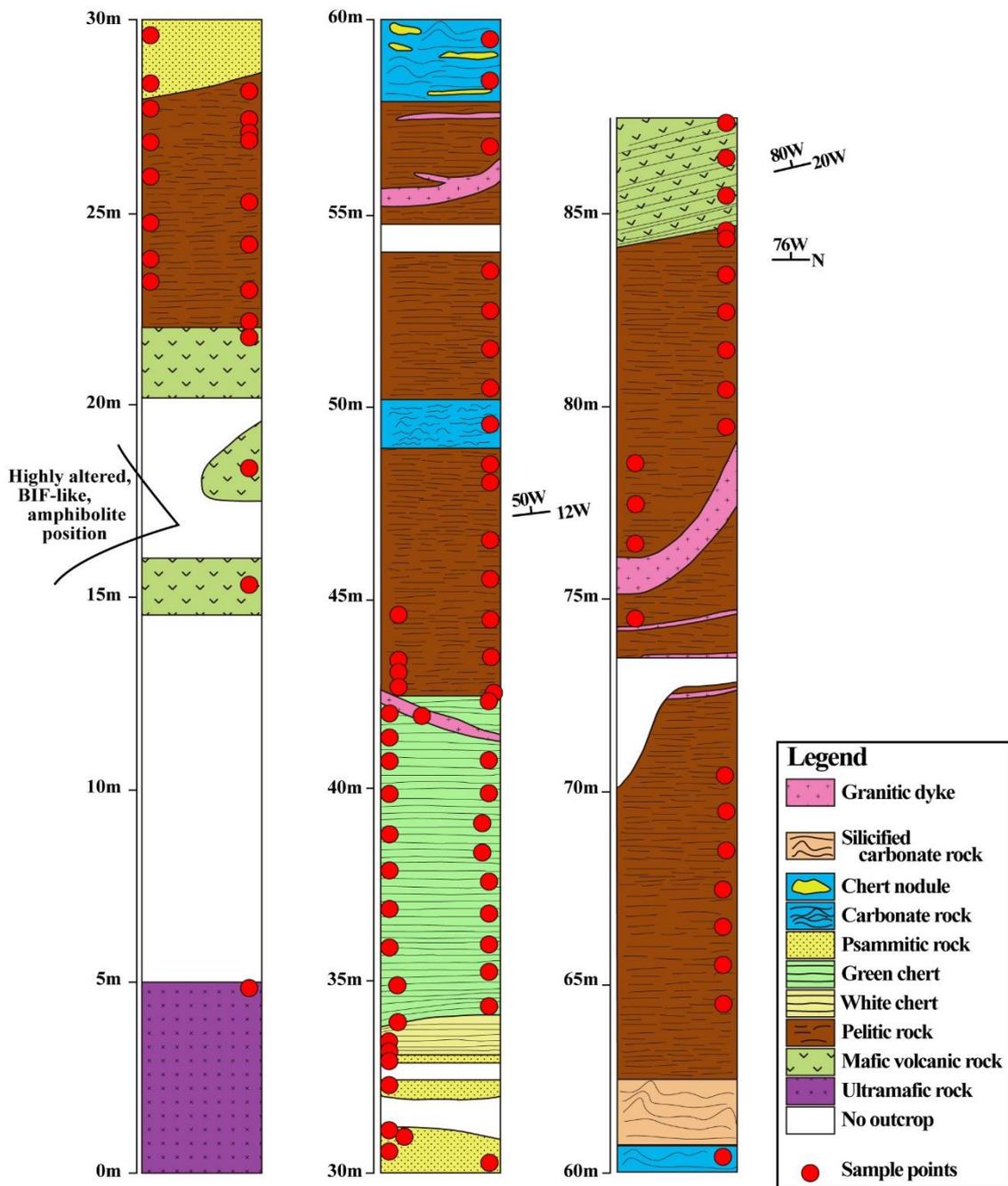
Nulliak Island 対岸の地質図を Figure 2.4B に示す。本地域では Uivak 片麻岩と表成岩類が分布し、北西-南東系の花崗岩質岩が貫入している。表成岩類は BIF, 苦鉄質岩, 超苦鉄質岩類から構成され、Uivak 片麻岩に貫入されることでブロックもしくはベルト状に分布する (Fig. 2.4B). BIF は北東部で 1 層、中央部で 2 層確認できた。本地域から 61 試料の岩石を採取した。

#### 2.4.4 St John's Harbour East の地質

St John's Harbour Fjord の北東部を St John's Harbour East と称し、Figure 2.5 に本研究で作成した地質図を示す (Fig. 2.1C). 本地域には Uivak 片麻岩と表成岩類が分布し、サグレック岩脈、花崗岩質岩脈、原生代苦鉄質岩脈を伴う。Locality A および B ではサグレック岩脈が認められた (Fig. 2.5). Uivak 片麻岩は本地域の西側に広く分布し、サグレック岩脈や花崗岩質岩脈の貫入を被る。Uivak 片麻岩と花崗岩質岩脈はともに白色を呈し、花崗岩質岩脈は薄くネットワーク状に分布することがあるため、Uivak 片麻岩中でそれを識別することは困難である。表成岩類は泥質岩、苦鉄質岩、超苦鉄質岩、炭酸塩岩、チャート、礫岩から構成され、泥質岩が優勢であるため Nulliak 表成岩類より若い時代に形成された Upernavik 表成岩類とみなされてきた (Bridgwater and Schiøtte, 1991; Schiøtte et al., 1992; Ryan and Martineau, 2012). しかしながら、本地域ではサグレック岩脈が認められることから、Nulliak 表成岩類であることを示唆している。表成岩類は角閃岩相の変成作用を受けているが、グラニューライト相の証拠はみとめられない (例えば、Schiøtte et al., 1992). 本地域の西側において、超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、泥質岩を含む表成岩類は Uivak 片麻岩中に散在する一方で、東側では広範囲に分布する。超苦鉄質岩類と泥質岩との境界はほとんどの地点において不明瞭であるが、Locality C では構造的に接したと解釈される剪断帯がみられた。Figure 2.13 は Locality D における柱状図を示しており、下位より超苦鉄質岩、苦鉄質岩、泥質岩のような堆積岩、炭酸塩岩、チャートが分布する。上述したように、超苦鉄質岩類の下部は構造的に接している。一方で、泥質岩の上部と苦鉄質岩の下部境界も、双方が斜交している構造をもつため、構造的に接したと解釈できる。従って、本地域の構造ブロックは下位より超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、泥質岩を含む堆積岩類、炭酸塩岩、チャートという岩相層序を有する。苦鉄質岩に狭在される「putative」な BIF は、磁鉄鉱を相当量含み非常に重い。BIF に酷似するが、花崗岩質岩脈との関係や苦鉄質岩から漸移している産状から交代作用によって生じたものと考えられる。炭酸塩岩は 2 つの層準でみとめられ (Fig. 2.5, 2.10C, 2.10D および 2.13), いくつかの炭酸塩岩はストロマトライトのようなドーム状構造を示す (Fig. 2.10C). 顕微鏡下では、ほとんどの炭酸塩岩がマーブルもしくは粗粒均質な炭酸塩鉱物から構成されるが、いくつかは粗粒な炭酸塩鉱物のマトリックス内部に細粒で球から不規則な形状をした炭酸塩鉱物が認められる (Fig. 2.10E). それらは ooid やミクライトのような初生的な構造を保持している可能性もある。Locality E では礫岩が分布する (Fig. 2.12A から 2.12C). 礫のほとんどは珪岩で構成され、その最大サイズは巨礫スケール (>256 mm) である。礫岩中の礫は非常に強く変形を受けており、それらから変形の程度を見積もることが可能である。Figure 2.12A は南から、Figure 2.12B および 2.12C は東から観察した礫岩中の礫であり、南北方向に伸長していることを示している。礫の元の形状が球形であった場合、見積もられる礫のアスペクト比は 1.9 から 46.8 の範囲である

が、計測できない多くの薄く断片化されたブーディンもみられるため、その範囲はさらに大きくなると考えられる。チャートは緑色および白色を呈し、ほぼ石英から構成される (Fig. 2.9H および 2.13)。

Locality C および D においては、苦鉄質岩と泥質岩との間の構造的に接している様子 (剪断帯や断層) を観察することができる。Locality F においては、泥質岩の層理面は苦鉄質岩と斜交している (Fig. 2.12E)。泥質岩に富む、または、苦鉄質岩が存在しない領域ではそれらの境界を認めることは困難であるが、本地域においては少なくとも4つの構造的ブロックを識別することができる。



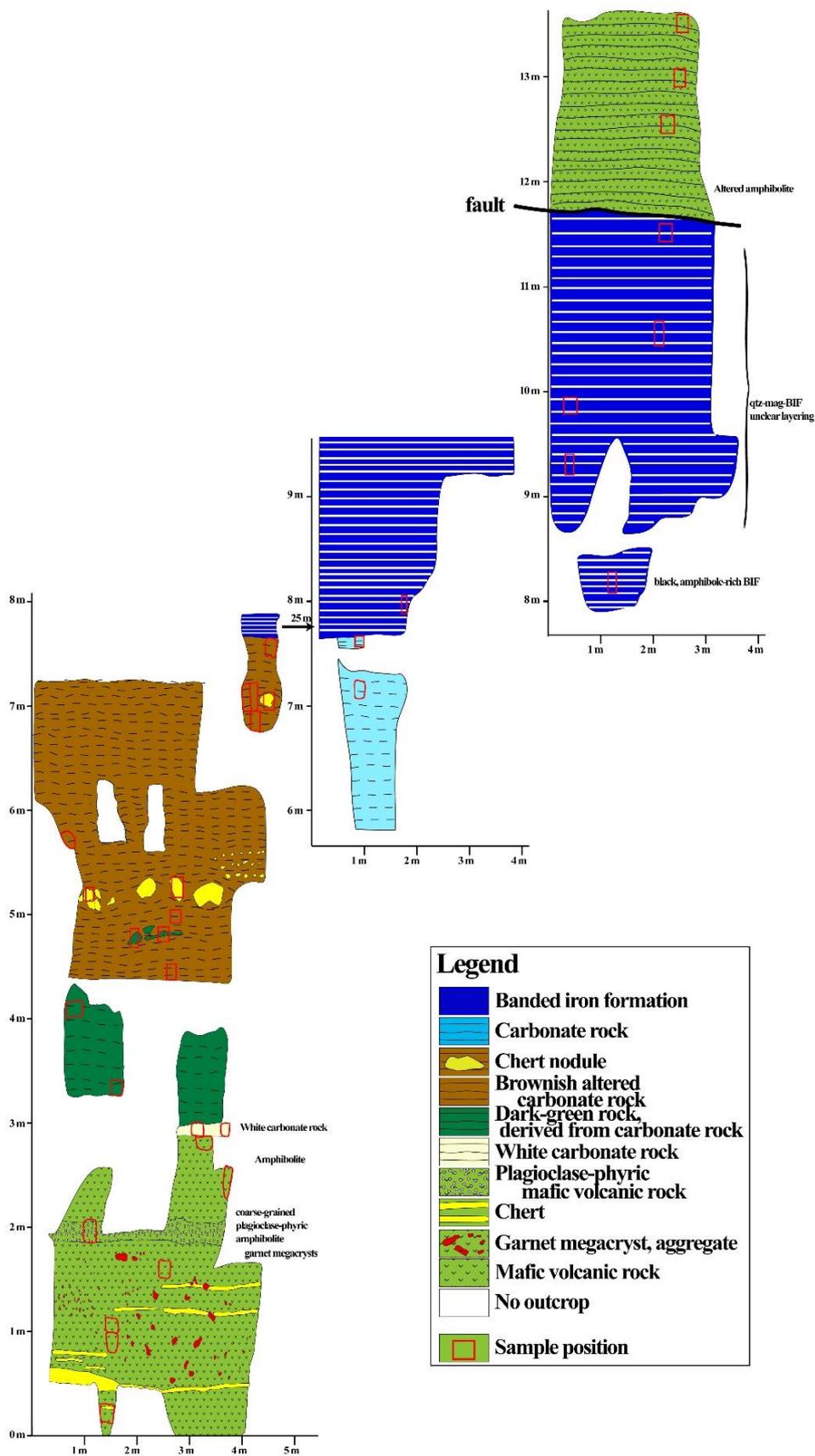
**Fig. 2.13** Lithostratigraphy of the Nulliak supracrustal rocks of a fault-bounded block at the St John's Harbour East. The lithostratigraphy comprises ultramafic rocks, mafic rocks and pelitic rocks, interlayered with chert and carbonate rocks, in ascending order. The lithostratigraphy is truncated by upper mafic rocks .

## 2.4.5 Pangertok Inlet の地質

Figure 2.6 は Pangertok Inlet の東側の地質図を示しており (Fig. 2.1C), 本地域では花崗岩質片麻岩中に 2 つの表成岩帯が分布している. サグレック岩脈は Locality A および B で認められることから, 本地域の表成岩類および花崗岩質片麻岩類は, それぞれ Nulliak 表成岩類および Uivak 片麻岩であることを示している. 表成岩類および Uivak 片麻岩の走向は, ほとんどが N20°E から 20°W の範囲であり, 傾斜は西側では比較的緩く, 東側では急傾斜で背斜構造を示す (Fig. 2.6). 表成岩類は苦鉄質岩, BIF, チャート, 炭酸塩岩 (一連のものとして超苦鉄質岩類も含む) から構成され, 超苦鉄質岩類や苦鉄質岩類は Uivak 片麻岩中にブロック状に散在する (Fig. 2.6). 超苦鉄質岩類は非常に粗粒なかんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石を含み, 組成層状構造を示す (Fig. 2.9C および 2.9D). それら岩石は局所的に蛇紋岩化や交代作用を受け, 部分的に炭酸塩岩を形成している. 炭酸塩岩およびチャートは表成岩帯に広く分布している. チャートは珪化した炭酸塩岩および純粋な白色チャートで構成されている (Fig. 2.10H). 珪化した炭酸塩岩は, Pangertok Inlet 地域のみ分布, 高変成度で緑色の単斜輝石, 石英, 角閃石を含む. 炭酸塩岩は東側および西側の双方に分布し, 一部は苦鉄質岩を直接覆い, シリカのノジュールを含む. 西側では, 炭酸塩岩および部分的に珪化した炭酸塩岩は BIF を狭在する. 炭酸塩岩の風化の程度は, 新鮮な青みがかかった苦灰岩から高度に風化したものへと横方向に変化する (Fig. 2.14). 東側では, 炭酸塩岩はほとんどが強く珪化しており, 多くの地点においてチャートを伴う (Fig. 2.10H).

本地域では 7 つの薄い BIF が認められた (Fig. 2.6). BIF は, 特に西側において, 南にいくにつれ消滅する. 本地域の BIF 層は, 苦鉄質岩と密接に存在する Nulliak Island およびその対岸の地域 (Fig. 2.4A および 2.4B) と比較し, 苦鉄質岩をあまり伴わず, ほとんどの場所において炭酸塩岩やチャートと産する (Fig. 2.6 および 2.14). BIF は磁鉄鉱, 単斜輝石, 石英から主に構成され, 白および黒色の層状構造をなす. また, 角閃石や黄鉄鉱も含む. 白色層は, 主に他形の石英から構成され, それらは強い変形作用により波動消光を示す. 一方, 黒色層は主に磁鉄鉱と単斜輝石で構成され, 角閃石を含むこともある. Nulliak Island でみられた斜方輝石や単斜輝石内部のラメラは, 本地域で認められない. 単斜輝石は他形から垂自形である. BIF の全岩分析の結果, 本地域の BIF は Nulliak Island の BIF よりも多くの CaO が含まれているため, 後者の BIF よりも多くの単斜輝石が含まれていることが示唆される. 磁鉄鉱は細長い他形を示し, いくらかは単斜輝石中の包有物として産する. 角閃石にはアルミナス ( $Al_2O_3$  が >1%) な黒色バンドが認められるものもある. BIF 層や炭酸塩岩層は, Uivak 片麻岩や若い花崗岩質岩脈によって覆われるが, いくつかの地点において明瞭に分岐している構造がみられる (Fig. 2.6). この分岐構造は初生的な構造とみなすことはできず, BIF や炭酸塩岩が堆積岩類であるため, 断層によって生じた二次的な構造と解釈できる. 加えて, 苦鉄質岩から炭酸塩岩,

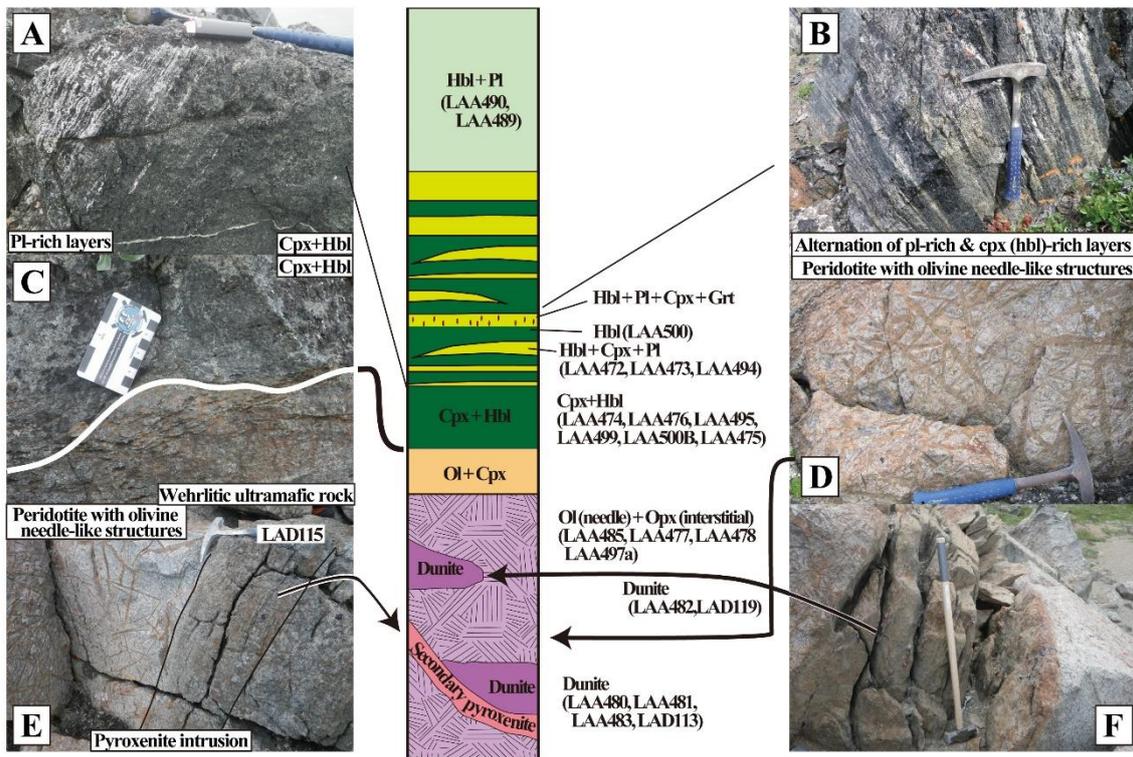
BIF の同様な岩相層序は本地域の至る所で認められ、それらのデュープレックス構造は本地域の西側において観察することができる。Figure 2.14 は、Locality C の西側において記載された、苦鉄質岩から炭酸塩岩、BIF 層までの詳細な岩相層序を示したものである。苦鉄質岩は薄い白色チャートを挟み、下部では粗粒なざくろ石、上部では斜長石を多く含む。炭酸塩岩は苦鉄質岩の上位にあり、底部は白色を呈する風化した炭酸塩岩、中央部は暗緑色を呈する炭酸塩岩（暗緑色のノジュールやブーディン構造を伴う薄い白色チャート層も含む）、上部は青みがかった苦灰岩や高度に風化、剪断された茶色がかった灰色の炭酸塩岩の 3 つの部分から構成される（Fig. 2.14）。高度に風化した岩石は、多くの珪化した白色ノジュールを含む。白色および黒色バンドをもつ BIF は、炭酸塩岩の上位に分布し、多くの場所で高度に風化し赤褐色を呈する。これら堆積シーケンスは苦鉄質岩によって覆われており、断層によって境される可能性もある（Fig. 2.6 および 2.14）。堆積岩の分岐とデュープレックス構造は、Pangertok Inlet の表成岩類が断層によって境されたテクトニック・ブロックで構成されていることを示唆している。BIF 層、炭酸塩岩層、断層の分布は、断層縁が南に存在するデュープレックス構造であることを示している。



**Fig. 2.14** Simplified, sketch maps of a sequence from mafic rocks through carbonate rocks to BIFs at Pangertok Inlet area. The mafic rocks have garnet megacrysts and are interlayered with thin chert beds. The lower carbonate rock is silicified into whitish carbonate, piles of thin cherts or green rocks. At the upper part, the degree of weathering of the carbonate rocks is highly variable laterally from brown, highly weathered to bluish, relatively fresh dolostone. The carbonate rocks contain siliceous nodules. The BIFs, which suffered from severe weathering, overlie the carbonate rocks.

## 2.4.6 Shuldhum Island の地質

Shuldhum Island の西海岸に分布する超苦鉄質岩類中には、大きな針状かんらん石が含まれることが知られており（例えば、Collerson et al., 1976b, Fig. 2.1C）、Figure 2.7 はその地点の地質図を示したものである。表成岩類は下位より、針状様かんらん石含有ハルツバージャイト、ダナイト、単斜輝石に富むかんらん岩、輝岩質岩脈、単斜輝石に富むもしくは乏しい角閃岩、斜長石に富む白色層と単斜輝石および角閃石に富む暗緑色層の互層、細粒苦鉄質岩、泥質岩から構成される（Fig. 2.7 および 2.15）。単斜輝石に富むかんらん岩は、超苦鉄質岩と苦鉄質岩の境界に沿って分布する。ダナイトは輝岩の貫入岩を伴い、それらは針状様かんらん石含有ハルツバージャイトと斜交構造をとる（Fig. 2.7）。ハルツバージャイト内部では、かんらん石スピニフェックス構造がみられないものと同様に、組成または鉱物的変遷を観察することは出来ない。苦鉄質岩は主に 3 つの部分から構成される。底部には単斜輝石や角閃石の塊状ブロックが分布する。下部は黒色および白色層が狭在することで特徴づけられ、上部にいくにつれ斜長石層が増加する（厚くなる）。上部は細粒な角閃岩から構成される。泥質岩と苦鉄質岩の境界に沿って花崗岩質岩が貫入しているが、泥質岩は苦鉄質岩の上位に位置する（苦鉄質岩を覆う）（Fig. 2.7）。また、Uivak 片麻岩はこれら層序に貫入している。岩相層序はオフィオライトの層序と類似しているが、ハルツバージャイトやガブロであることからコマチアイトとは全く異なるものである（例えば、Arndt et al., 1977; Viljoen et al., 1982）。一般的に、コマチアイトは分別結晶作用の間、斜方輝石に飽和していない（Parman et al., 1997）。本地域の超苦鉄質岩から泥質岩の層厚は、計算された太古代海洋地殻（例えば、Sleep and Windley, 1982; Davies, 1992; Komiya et al., 1999, 2002b; Ohta et al., 1996; Komiya, 2004）より遥かに薄くおよそ 170 m 程度である。しかしながら、超苦鉄質岩ブロック上に薄い玄武岩質海洋地殻をもつモダンアナログは、南西インド洋海嶺（south-western Indian ridge）、オーストラリア-南極不連続（Australia-Antarctica Discordance (AAD)）、ベマ破碎帯（Vema fracture zone）、ヘス・ディープ（Hess Deep）のような場所でみられ、これらセクションではシート状岩脈コンプレックスはみられない（Juteau and Maury, 1999）。加えて、上述したように、礫岩中の礫（砕屑物）のアスペクト比は南北方向に沿って有意に伸張したことを示している。礫岩中礫のアスペクト比が  $>46.8$  であることから見積もられる当時の海洋地殻の最低厚はおよそ 8,000 m になると計算される。



**Fig. 2.15** A lithostratigraphy of an igneous body of ultramafic and mafic rocks at the Shulldham Island area, and photos of outcrops. The lithostratigraphy comprises harzburgitic ultramafic with olivine (Ol) needle-like structures, intruded by pyroxenitic and dunitic intrusions, wehrlitic ultramafic rock, clinopyroxene-hornblendite, interlayering of the hornblendite with plagioclase-phyric white layers, and fine-grained amphibolite in ascending order. (A) A lower part of the coarse-grained amphibolite, interlayered with thin plagioclase (Pl)-phyric white layers. (B) Alternation of white Pl-rich and black, clinopyroxene (Cpx)-hornblendite layers. (C) Boundary between black, Cpx-hornblendite (upper) and brownish wehrlitic ultramafic rock (lower). (D) Harzburgitic ultramafic rock with large needle-like olivine crystals. (E) A pyroxenite intrusion into the harzburgitic ultramafic rock. (F) A dunitic intrusion into the harzburgitic ultramafic rock. Opx: orthopyroxene, Hbl: hornblende, and Grt: garnet.

## 2.5 地質調査結果に基づく考察

### 2.5.1 泥質岩と炭酸塩岩の起源

泥質岩とそれに伴う礫岩は、サグレック岩体中に遍在しており (Fig. 2.2 から 2.7), それはカナダの地質調査所 (Geological Survey of Canada) 発行の地質図にも示されている (Ryan and Martineau, 2012). 泥質岩は苦鉄質な火山岩に狭在されており, Big Island の西部では炭酸塩岩を, St John's Harbour South の北部では超苦鉄質岩類を伴う. しかしながら, 泥質片麻岩の起源はサグレック岩体だけでなく, すべての初期太古代緑色岩体でも明らかにされていない. 例えば, Isua 表成岩帯は古い地質図で「Variegated schist formation (変化に富んだ片岩層)」(Nutman, 1986) として泥質岩が示されていたが, 泥質岩は角閃岩が変質したものであるとして, 新たな地質図では削除されている (Nutman and Friend, 2009).

Figure 2.11 に泥質岩の代表的な産状および薄片写真を示す. また, Figure 2.11A には産状と岩石学に基づく真の泥質岩を示す. 泥質岩は主に黒雲母, ざくろ石, 石英から構成され, グラファイトや黄鉄鉱を含み, 角閃石や斜長石をほとんど含まない (Fig. 2.11B). これら泥質岩は現代の泥質岩同様に, 黒雲母が層状に分布するのに対し, ざくろ石はランダムな産状を示す. 一方, 一部の泥質岩の産状や鉱物学的特徴は, 苦鉄質岩や超苦鉄質岩類, 花崗岩質岩脈の変質や交代作用によって形成された可能性がある (Fig. 2.11C から 2.11G). それらは母岩である苦鉄質岩や超苦鉄質岩類および花崗岩質岩脈から茶色がかった「putative」な泥質岩へと漸移する (Fig. 2.11C, 2.11E から 2.11G). 「putative」な泥質岩の構成鉱物は真の泥質岩とは異なり, 苦鉄質岩起源と考えられる泥質岩には多くの角閃石や斜長石を含む (Fig. 2.11D). 茶色がかった色と層状構造を示す真の泥質岩と「putative」な泥質岩の見た目は類似しているが, 詳細な産状と岩石学的記載が識別に有用である. また, 地球化学的分析は, 将来的に泥質岩を分類する上で有用である (Bolhar et al., 2005). フィールドにおいて真の泥質岩と「putative」な泥質岩とをより正確に区別することは必要であるが, 泥質岩の存在は, 進化した大陸地殻が欠如しているという従来の見解とは対照的に, 初期太古代に花崗岩質な大陸地殻が既に存在し, K-AI に富む碎屑物が堆積環境に供給されたことを示している. 泥質岩のグラファイト粒子は, 初期生命の証拠を発見するために活用できると考えられる.

炭酸塩岩の起源は, 初期太古代緑色岩体の中でもわかっていないものの一つである. 例えば, 上述したように, 初期太古代 Isua 表成岩帯の炭酸塩岩の起源は, 化学的堆積岩起源なのか, 交代作用起源なのか, 決着がつかない. 局所的に珪化したストロマトライトの炭酸塩岩は初期太古代 (Paleoarchean) の緑色岩帯で記載されている (例えば, Allwood et al., 2006) が, 緑色岩と超苦鉄質岩の炭酸塩化は太古代緑色岩帯では一般的である (例えば, Duchač and Hanor, 1987; Nakamura and Kato, 2004; Shibuya et al., 2007b;

Hofmann et al., 2007). それらは大気、海水、その結果として生じる熱水流体の高い CO<sub>2</sub> 含有量が広範囲に及ぶ炭酸塩化を引き起こしていると考えられる (Nakamura and Kato, 2004; Shibuya et al., 2007b). Nulliak 表成岩類には2つのタイプの炭酸塩岩が存在する. 第一のタイプは、BIF や泥質岩などの表成岩類を伴う. また、弱く再結晶した粗粒炭酸塩岩内部には球形から不規則な形状の細粒炭酸塩鉱物が認められる. もう一方のタイプは、超苦鉄質岩を伴う. また、粗粒な炭酸塩鉱物のマトリックス内部に、細粒な炭酸塩鉱物に置き換えられたかんらん石の仮像と考えられる組織が認められる. 前者は海水中で堆積した堆積成の炭酸塩岩であり、後者は苦鉄質岩や超苦鉄質岩の炭酸塩化によって形成されたと考えられる. 炭酸塩化した超苦鉄質岩類に花崗岩質や閃緑岩質マグマが貫入している産状は、炭酸塩化がそれら珪長質マグマの貫入によるものであることを示している (Fig. 2.10F). しかしながら、炭酸塩化した苦鉄質岩や超苦鉄質岩は、珪長質貫入岩によるものではなく、初期太古代 (Paleoarchean) から中期太古代 (Mesoarchean) の炭酸塩化した緑色岩 (Nakamura and Kato, 2004; Shibuya et al., 2007b) と類似するような、最初期太古代 (Eoarchean) 変成作用の間の高い CO<sub>2</sub> 流体によって局所的に生じたものである可能性も考えられる.

## 2.5.2 Nulliak 表成岩類と Uivak 片麻岩の関係

中期太古代のサグレック岩脈によって貫入された表成岩類および花崗岩質片麻岩は、それぞれ Nulliak 表成岩類および Uivak 片麻岩と定義される (Bridgwater et al., 1975). Nulliak 表成岩類は Uivak 片麻岩よりも古いと考えられている (Bridgwater and Collerson, 1977) が、表成岩類と Uivak 片麻岩との関係はほとんどの場所で不明瞭であるため、若い表成岩類から Nulliak 表成岩類を識別することは困難である。一般的に初期太古代の砕屑岩類は少ないと考えられる一方、中期原生代からは Upernavik 表成岩中の多くの泥質岩にみられるように比較的豊富であったとされる (例えば, Ronov, 1972). しかしながら、冥王代の砕屑岩類の地球化学的証拠も存在し (Ushikubo et al., 2008), 最近の地球化学的研究は、冥王代と初期太古代の大陸地殻には有意な量があることを示す研究もある (Harrison, 2009; Komiya et al., 2011). Nulliak 表成岩類はサグレック岩脈によって貫入されること以外に、BIF 等の存在による岩相の違いにより識別可能である。BIF は、多くの量が存在する Nulliak Island や Pangertok Inlet でさえ横方向にその厚さは非常に様々であり、それらは堆積年代ではなく堆積環境、すなわち、火口もしくは熱水噴出孔からの距離に依存することを示す。また、大量の泥質岩を伴う表成岩類が存在するにも関わらず、表成岩類と Uivak 片麻岩間に基底礫岩がないことから、Uivak 片麻岩は表成岩類よりも後から形成 (貫入) されたと考えられる。

本研究では、新たに St John's Harbour South や Big Island の表成岩帯中にサグレック岩脈を報告し、これらを Upernavik 表成岩類以前の表成岩類 (Bridgwater et al., 1975; Bridgwater and Schiøtte, 1991; Ryan and Martineau, 2012) であるとした。Glikson (1977) は、苦鉄質岩の分布は母岩の異なる性質に非常に大きくコントロールされるため、サグレック岩脈の存在が初期太古代岩石の区別に用いられることは適切ではないと主張した。また、サグレック岩脈が非常に薄く、変成作用を被っており、表成岩類中の角閃岩類に酷似することもそれらを支持する。一方、本研究の地質調査では、表成岩類が Uivak 片麻岩によって貫入されていることから、表成岩類が最初期太古代の Uivak 片麻岩よりも古いことを示している。それら事実、表成岩類周囲の花崗岩質片麻岩の年代を得ることで、表成岩類の年代を制限することが可能であることを示す。地質の産状により識別した Uivak 片麻岩の最も古い部分の岩石から得られたジルコンのカソードルミネッセンス像観察と U-Pb 年代による最近の再評価は、Uivak 片麻岩の原岩年代が 3.9Ga 以前に及ぶ可能性があることを示す (Shimojo et al, 2012; 2013; 2016). 従って、Uivak 片麻岩が表成岩類中に貫入しているため、表成岩類は 3.9 Ga 以前に形成された可能性がある。それら結果は Nulliak 表成岩類が、現在最も古い表成岩類である西グリーンランド南部の 3.83 Ga の Akilia Island の表成岩類や 3.81 Ga の Isua 表成岩帯 (Mojzsis and Harrison, 2002a; Nutman et al., 1996; Crowley, 2003; Nutman and Friend, 2009) よりも古く、世界最古である可能性を示している。角閃岩と珪長質な岩石とを認識することは比較的容易であ

り、花崗岩質片麻岩には多くのジルコンが含まれるため、原岩の年代を得ることは可能である。つまり、花崗岩質片麻岩は苦鉄質岩よりも遥かに良い地質マーカーとなり得る。すべての表成岩類は、基本的に超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、BIF、炭酸塩岩、チャート、泥質岩から構成され、同様な走向および傾斜をもつ（例えば、Bridgwater et al., 1975; Ryan and Martineau, 2012; Fig. 2.2 から 2.7）。局所的な地質学的産状は、すべての表成岩類が同じ起源であることを支持しており、それらは 3.96 Ga 以前に形成された可能性が高い。

本地域の表成岩類の内部構造については長らく注目されてこなかった。従来の地質図における苦鉄質岩類や泥質岩などの表成岩類には分岐構造はみられず、強く等斜褶曲したような折り畳まれた構造で示されてきた（Bridgwater et al., 1975; Ryan and Martineau, 2012）。本研究では、表成岩類のオリジナルな構造を再構築するため BIF や泥質岩を 1 枚ずつトレースし、上述したようにいくつかの分岐構造を発見した。堆積岩類の分岐構造は、St John's Harbour South や Pangertok Inlet において、断層の存在により南に行くにつれ収斂していく様子が認められる。加えて、断層に囲まれたブロックは、下位より超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、堆積岩類の層序を保持していることから、表成岩類が覆瓦構造をもつことを示している。現代の付加体と類似した構造と岩相層序は、サグレック岩体の表成岩類が最初期太古代（Eoarchean）の付加体に由来することを意味しており、西オーストラリアのピルバラ（Ohta et al., 1996）、Superior（Kimura et al., 1993）、西グリーンランド南部（Komiya et al., 1999）の太古代緑色岩帯に類似する。

### 2.5.3 Nulliak 表成岩類の堆積環境と Uivak 片麻岩および Nulliak 表成岩帯の定置

太古代緑色岩帯の構造セッティングについては未だ激しい議論が続いている。プレートテクトニクスの枠組み内で緑色岩帯の構造セッティングで説明する（斉一説）考え方（例えば、De Wit et al., 1987; 1992; Komiya et al., 1999; Polat et al., 2002; Furnes et al., 2007; Kusky & Li, 2001; Kusky et al., 2013）と、初期地球特有の構造モデル（非斉一説）であるとする考え方（例えば、Kröner, 1985; Zegers and van Keken, 2001; Hickman, 2004; Bédard, 2006; van Hunen et al., 2008）とがある。さらに、緑色岩帯と周囲の花崗岩質バソリスとの関係についても議論に決着は着いていない：緑色岩帯内部の玄武岩質溶岩や化学堆積物は異地性であり、それら定置の後に若い花崗岩質バソリスが貫入したという解釈（例えば、Kitajima et al., 2001; Terabayashi et al., 2003）がある一方で、それらは以前から存在するシアル質地殻で形成された原地性のものである解釈（例えば、Nijman et al., 1998; van Kranendonk et al., 2002）、もしくは、プルームに関連した大規模火成岩地区における玄武岩や堆積物の形成後に花崗岩質岩による原位置（in-situ）での貫入を受けたという解釈（例えば、Rudnick, 1995; van Kranendonk et al., 2002; Pease et al., 2008; Reimink et al., 2014）がある。玄武岩質緑色岩と化学堆積層はほとんどの緑色岩帯で累重しているように見える。それら構造の起源は、ピルバラの中期太古代緑色岩帯に例えられるように、構造的に接したのか、整合的に堆積したものか、議論下であることが多い（例えば、Nijman et al., 1998; van Kranendonk et al., 2002, 2004; Terabayashi et al., 2003）。一方で、大陸塊の成長や拡大は、初期の太古代テレーンでさえ、プレートテクトニクスの概念（Coney et al., 1980）に基づく花崗岩 - 緑色岩帯の地殻形成後の大陸融合と広く考えられている（例えば、Friend et al., 1988; McGregor et al., 1991; van Kranendonk et al., 2002; Hickman, 2004; Nutman and Friend, 2009）。

Isua 表成岩帯は最初期太古代テレーンの中で最もよく研究された地域の一つである。それら表成岩帯は、超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、縞状鉄鉱層、チャート、炭酸塩岩、泥質岩、礫岩から構成され、Itsaq 片麻岩に貫入される（Nutman, 1986; Appel et al., 1998; Komiya et al., 1999; Myers, 2001; Nutman and Friend, 2009）。近年、表成岩帯の堆積岩や火山岩類および周囲の花崗岩質片麻岩からのジルコン U-Pb 年代に基づき、表成岩帯は異なる地史をもつ2つのテレーンが衝突、融合して形成されたというモデルが提唱されている（例えば、Crowley, 2003; Nutman et al., 2009; Nutman and Friend, 2009）。しかし、苦鉄質マグマ活動の構造セッティング、BIF、チャート、炭酸塩岩等の化学的堆積物の堆積環境、それらの定置メカニズムに関しては明らかとなっていない。Komiya et al. (1999) は、中央海嶺マグマ活動に由来する玄武岩海洋地殻や遠洋・深海環境で堆積したチャートが海溝での碎屑堆積物で覆われていることから、それらが沈み込みの間に大陸地殻に付加したものであることを示した。一方で、玄武岩質マグマの沈み込み帯上での造構環境は、玄武岩質緑色岩の地球化学に基づき広く考慮されてきた（Polat et al., 2002; Furnes

et al., 2014). 2つのモデルを統合すると, Isua 表成岩帯の形成は, 島弧環境における未熟な沈み込みマグマ活動に由来する島弧玄武岩を伴う海洋地殻と沈み込みまでに堆積した化学的堆積物の成熟した大陸地殻への付加によって説明可能であり, 現代の伊豆-マリアナ弧や嶺岡オフィオライトに類似する(例えば, Tani et al., 2010; Hirano et al., 2003).

Nulliak 表成岩類は, 苦鉄質および超苦鉄質岩類, BIF, 泥質岩, 炭酸塩岩などから構成され, デュープレックス構造を持つなど, Isua 表成岩帯と多くの点で類似しているが, 泥質岩やチャートを多く含む点では異なる. Nulliak 表成岩類は, Isua 表成岩帯よりも遥かに多くの泥質岩をもつ一方でチャートを欠く. チャートと砕屑堆積物との間の関係は衝上断層を見つけることに使われるため, 深海遠洋性堆積物であるチャートの欠如は海洋プレート層序の認識を困難にする(Matsuda and Isozaki, 1991; Komiya et al., 1999; Kusky et al., 2013). 現代の付加体とオフィオライトにおいて, 遠洋性堆積物の厚さは中央海嶺から沈み込み帯までの距離に依存する(Isozaki, 1996; Ueda and Miyashita, 2005). 例えば, Trinity, Josephine (ともにカリフォルニア) オフィオライトのようないくつかの現代のオフィオライトでは, 苦鉄質岩や超苦鉄質岩類の上位に直接砕屑堆積物が重なる岩相層序を持っており, 沈み込み帯域オフィオライトであると考えられている(Gillis and Banerjee, 2000). 一方, 最も若いオフィオライトの一つである Taitao オフィオライトも, 玄武岩質火山岩類の上位に直接砕屑堆積物が重なる岩相層序をもち(Bourgeois et al., 1993; Guivel et al., 1999; Shibuya et al., 2007a), オフィオライト中に玄武岩質噴出岩や砕屑性堆積物を狭在する特徴をもつ(Nelson et al., 1993; Bourgeois et al., 1993). しかし, 玄武岩質溶岩の地球化学的特徴と前弧火山活動の欠如は, それらが中央海嶺の火山活動に由来したオフィオライトであることを示している. 海嶺が沈み込む間の海洋物質の付加の例は, 後期白亜紀から古第三紀トムラウシ緑色岩帯と四万十帯のようにいくつかみられる(Miyashita and Katsushima, 1986; Kiminami et al., 1994). これら緑色岩帯では, 中央海嶺玄武岩に類似した玄武岩質岩脈は砕屑堆積物に貫入し, 放散虫チャートを欠く(Miyashita and Katsushima, 1986; Kiminami et al., 1994). 付加体とオフィオライト中の岩相層序は, Nulliak 表成岩類に現代との類似性をもたらしている.

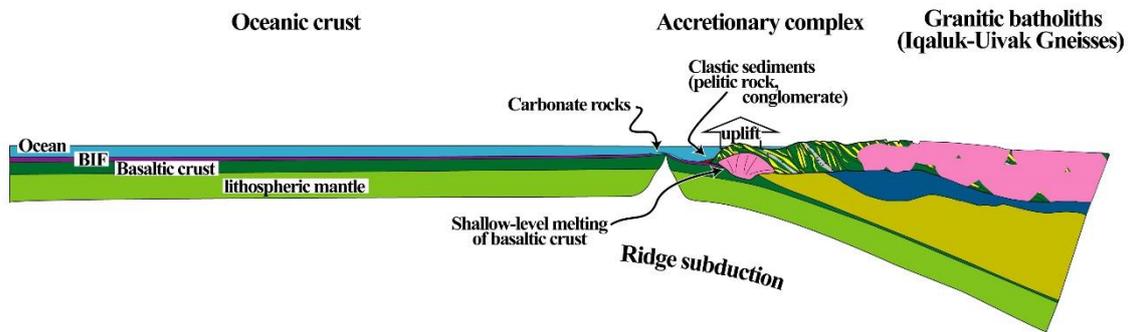
Uivak 片麻岩を伴う Nulliak 表成岩類の地質学的証拠は, 表成岩類に Uivak 片麻岩の原岩が貫入した関係であることを明白に示している(Fig. 2.2 から 2.7). 従って, Nulliak 表成岩帯の定置は, Uivak 片麻岩の原岩の形成および貫入以前である. デュープレックス構造と海嶺沈み込み型海洋プレート層序に類似の岩相は, Nulliak 表成岩類の定置が海嶺沈み込み間の海洋地殻の付加であったことを示している.

Figure 2.16 は, Nulliak 表成岩類の形成と海嶺沈み込み中に沈み込んだ水和した玄武岩質地殻の浅所におけるスラブ溶融に由来する Uivak 片麻岩の貫入のモデルを図示したものである. 炭酸塩岩は比較的浅い中央海嶺の周囲で, BIF は海嶺から離れた場所で堆積した. 多量の泥質岩が直接重なる岩相層序は, 付加した海洋地殻が, 遠洋深海性堆積物である BIF やチャートを堆積させない, つまり中央海嶺から沈み込み帯までの距離

が近い若い海洋地殻であったことを示している。そのような若いプレートの沈み込みの現代の構造セッティングは、カルクアルカリ岩系列の火山フロントを海溝側へ移動させ（例えば, Anma et al., 2006）, 新第三紀の西南日本や初期第三紀のアラスカ等の環太平洋地域の若い造山帯で実証されているように, 上盤は浮力により局所的に隆起する（DeLong et al. 1978; Kusky et al. 1997）。これらのケースでは, 礫岩を含む大量の碎屑堆積物（タービダイト）は, 海溝に供給され, 沈み込み前の玄武岩質な海洋地殻を覆う。また, 海嶺の沈み込みは大陸地殻上のオフィオライトの沈下を促進した（Van den Beukel and Wortel, 1992; Wakabayashi and Dilek, 2003; Dilek and Furnes, 2011）。それらは, Taitao オフィオライト（Bourgeois et al., 1993; Nelson et al., 1993; Le Moigne et al., 1996; Anma et al., 2006）や, アラスカの Resurrection 半島や Knight Island のオフィオライト（Lytwyn et al., 1997）でみられる。

地球上のプレートテクトニクスの開始のタイミングはまだ多くの議論の余地がある（summarized by Condie and Kröner 2008）。Condie and Kröner（2008）は, オフィオライト, 付加体, 大陸地殻を含む古代のプレートテクトニクスを認識するために 16 の基準を提案し, プレートテクトニクスの指標は 2.7 Ga に広く得られていると言及した。Nulliak 表成岩帯でみられる付加体, オフィオライト, 泥質岩中の超苦鉄質および苦鉄質岩のメランジューのような構造, および花崗岩質岩の存在は, 最初期太古代（Eoarchean）でさえプレートテクトニクスがあったことを支持しており, 地球上で最も古いプレートテクトニクスの証拠である可能性もある。

Plate history of the >3.95 Ga oceanic plate, and its emplacement on a continental crust



**Fig. 2.16** A cartoon of plate history of the Eoarchean oceanic lithosphere. The oceanic lithosphere was formed at mid-oceanic ridge, and then carbonate rocks and subsequent banded iron formation were deposited on the oceanic crust. The upper part was off-scraped and accreted to a continental crust during the subduction underneath the continental crust. Ridge subduction accounts for lack of thick chert, predominance of pelitic rocks and formation of ophiolite.

## 2.6 結論

本研究では、ラブラドル北部のサグレック岩体の 6 地域にて地質調査を実施し地質図の作成を行った。先行研究では、表成岩帯および花崗岩質片麻岩類は、中期太古代の玄武岩質貫入岩（サグレック岩脈）が欠如するため、中期太古代の年代を持つと考えられてきたが、本研究により調査した地域すべてにおいてサグレック岩脈を認識し、それらを最初期太古代 Nulliak 表成岩類および Uivak 片麻岩であることを示した。Uivak 片麻岩の露頭での産状における最も古い部分から得られたジルコンの U-Pb 年代測定およびカソードルミネッセンス像観察の再評価によって、それら年代が 39 億年前よりも古い可能性があることが明らかとなってきた。本研究での地質調査の結果、Nulliak 表成岩類が Uivak 片麻岩によって貫入されていることから、世界最古の表成岩類である可能性があることを示した。Nulliak 表成岩帯は、超苦鉄質岩類や苦鉄質岩類、BIF、チャート、炭酸塩岩などの化学的堆積物、泥質岩や礫岩などの碎屑堆積物で構成される。それら表成岩帯は断層で境されたブロックの積み重なりから構成され、St John's Harbour South や Pangertok Inlet では南にいくにつれ収斂していく様子が認められる。断層で境されたブロックは、下位より超苦鉄質岩、苦鉄質岩、および炭酸塩岩、チャート、BIF、泥質岩、礫岩などの堆積岩で構成され、現代のオフィオライト層序に酷似する。さらに、小規模なデュープレックス構造がすべての地域で見られる。デュープレックス構造およびオフィオライト層序（の断片）は、少なくとも 39 億年前以前に形成されたと考えられる Nulliak 表成岩類が、Isua 表成岩帯と同様に、最初期太古代の付加体を起源としていることを示している。付加体、オフィオライト、花崗岩質大陸地殻の存在は、プレートテクトニクスが駆動していた最古の証拠であることを示している。

## 第3章 カナダ・ラブラドル北部・サグレック岩体に分布する Iqaluk-Uivak 片麻岩の年代と世界最古の表成岩類

### 3.1 概説

第1章の序論でも述べたが、地球形成初期（冥王代から初期太古代）は、月を形成したジャイアントインパクト、マグマオーシャン、核の形成、マンテル分化、初期地殻の形成、後期重爆撃期の多量な隕石衝突など、地球が最も急激に進化し、劇的なイベントを経験してきた時代である。しかしながら、冥王代の物質は地球上にわずかししか残されておらず、西オーストラリア・ジャックヒルズおよびマウントナリア礫岩から得られた 4.4-4.0 Ga の碎屑性ジルコン (Compston and Pidgeon, 1986; Wilde et al., 2001)、カナダ・アカスタ地域の片麻岩から得られた約 4.2 Ga の inherited ジルコン (Iizuka et al., 2006)、西グリーンランド南部のアキリア地域のトータル岩中の 4.08 Ga のジルコン (Mojzsis and Harrison, 2002) のみである。ただし、ジルコンから得られる情報は花崗岩などの大陸に関する情報に制限されるため、マンテル進化や地球表層環境の情報については得ることが出来ない。従って、この時代の地球表層環境などの主要な情報は、主に、隕石、火星、月のような地球外物質の間接的な証拠やモデルを基に推測されてきているのが現状である。

初期太古代（36 億年前以前）の地質体がよく保存されている地域は、カナダ・Slave 地塊のアカスタ片麻岩体 (Bowring and Williams, 1999)、西グリーンランド南部のイトサック片麻岩体 (Itsaq Gneiss Complex: 例えば, Nutman et al., 1996)、南極大陸の Mt. Sones (Napier Complex, 例えば, Harley et al., 2007)、カナダ・ケベック州のヌヴァギトゥック緑色岩帯 (Cates and Mojzsis, 2007; O'Neil et al., 2008)、北中国地塊の Anshan 地域 (Liu et al., 1992, 2007)、そしてカナダ・ラブラドルのサグレック岩体 (Bridgwater et al., 1975; Schiøtte et al., 1989b) の 6 地域である。このうち、最も古い地質体は、アカスタ片麻岩体であり、その年代は 4.03 Ga である (Bowring and Williams, 1999)。しかしながら、アカスタ片麻岩体はすべて花崗岩質および玄武岩質な片麻岩から構成されており、表成岩類は分布していないため、表層環境の情報は得られていない。

初期太古代の地質体が保存されている 6 地域のうち、表成岩類が存在しているのは、イトサック片麻岩体、ヌヴァギトゥック緑色岩帯、サグレック岩体の 3 地域のみである。イトサック片麻岩体のイスア表成岩帯の年代値は 38.07 億年前とされており (Compston et al., 1986; Nutman et al., 2000)、世界最古の表成岩類の一つである。比較的変成度が低い（緑色片岩相）ことから精力的に多くの研究がされてきており、最古の生命の存在 (Rosing, 1999; Ohtomo et al., 2014) や最古の海洋の存在、プレートテクトニクス of 証拠が示されている (例えば, Komiya et al., 1999)。現在、初期地球の表層環境の直接的情報は、最古の表成岩類が存在するイトサック片麻岩体のイスア表成岩帯から主に得られ

ている。しかしながら、イスア表成岩帯の年代はおよそ 38 億年前であり、冥王代表層環境解読のためには、さらに古い表成岩帯の発見が求められている。

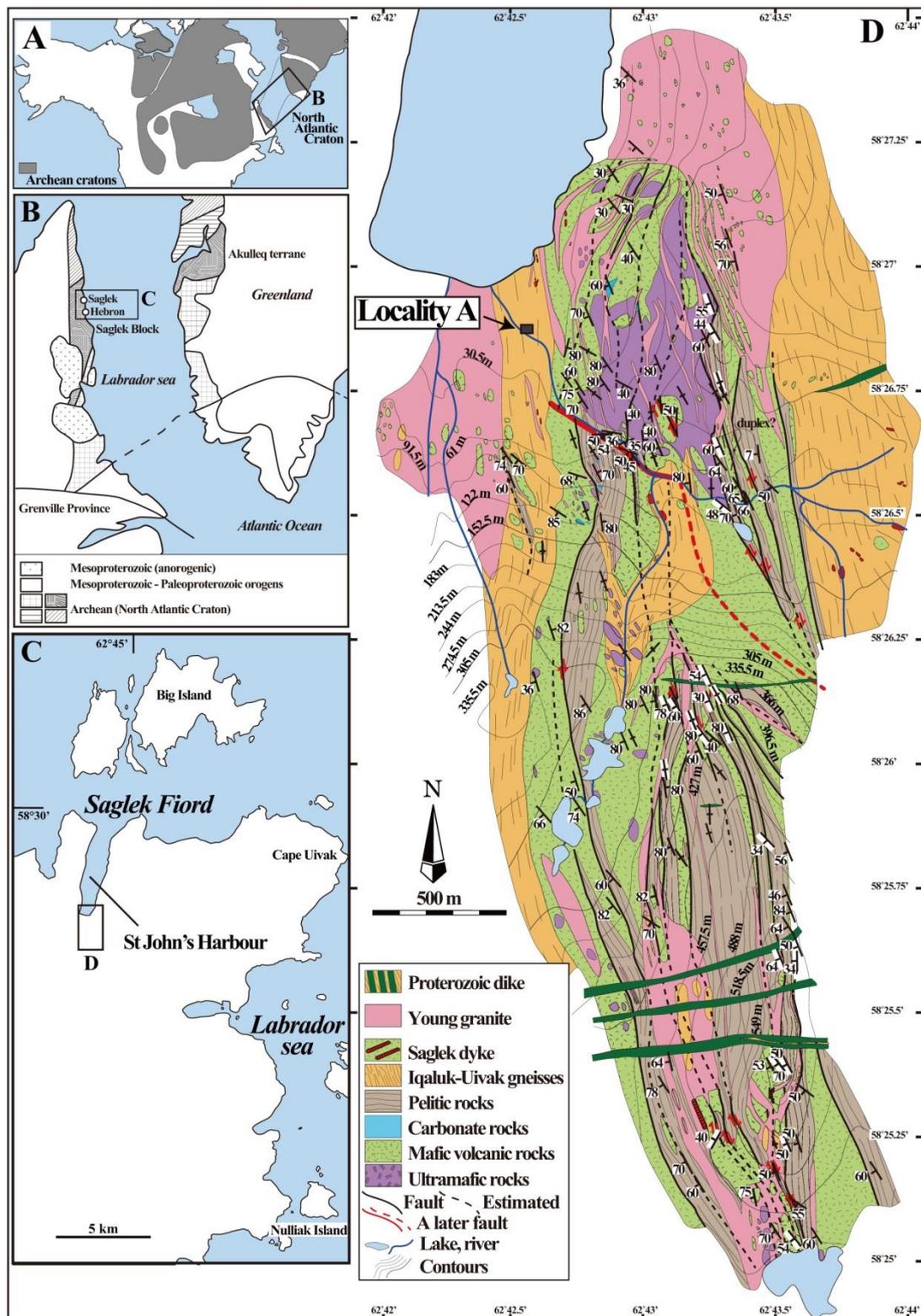
最近、O'Neil, et al. (2008) は、ヌヴァギトゥック緑色岩帯のはんれい岩から  $4023 \pm 110$  Ma の  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$  アイソクロン年代を、苦鉄質および超苦鉄質岩から 4.28 Ga の  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  “pseudo-”アイソクロン年代を得た。しかしながら、 $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$  アイソクロン年代と  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}-^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  “pseudo-”アイソクロン年代の解釈に関しては論争に決着がついていない (O'Neil et al., 2008, 2009, 2012; Andreasen and Sharma, 2009; Roth et al., 2013)。一方、表成岩類を切るトロニウム岩質片麻岩から得られたジルコンの年代値は若く、表成岩類の堆積年代としては  $>3.75$  Ga であり (Cates and Mojzsis, 2007)、イスア表成岩帯の年代を超えるものは見つかっていない。

第 1 章でも述べたように、本研究の対象地域であるサグレック岩体は、上述の初期太古代表成岩類が分布する 2 地域よりも古い、最古の表成岩類が分布することが期待されている。サグレック岩体やイトサック片麻岩体は、North Atlantic Craton (NAC) の最西端に位置し、東端はスコットランドの Lewisian Complex である ( $3.3-2.7$  Ga : 例えば, Cartwright and Barnicoat, 1987; Whitehouse et al., 1996; 1997)。この NAC は西ほど古い年代極性を持っていることから、イトサック片麻岩体よりも西に位置しているサグレック岩体は、イトサック片麻岩体よりも古い地質体であると期待される。

サグレック岩体の年代はジルコン年代により 37.3 億年前とされてきた (Schjøtte et al., 1989b など)。一方で、約 39 億年前のジルコン年代も得られており (Collerson, 1983; Collerson and Regelous, 1995)、年代論争には決着がついていない。Schjøtte et al. (1989b) は、約 39 億年前の年代は、ジルコンのインヘリテッドから得られたデータであるとして、岩石の (オリジナルな) 形成年代ではないと主張した。こうした論争の原因として、カソードルミネッセンス (CL) 像を用いたジルコンの内部構造の詳細な観察や記載がされていないことが挙げられる。ジルコンのある領域が、火成起源であるのか、変成起源もしくは変成作用の影響を受けた領域であるのかは、CL 像を用いなければ判別は不可能とされる。一般的に、火成起源 (の情報を残す) 領域は、CL 像下で明るくオシラトリ一累帯構造 (Corfu et al., 2003) を示し、一方、変成起源もしくは変成作用の影響を受けた領域は、暗く累帯構造も不明瞭もしくは均質な場合が多い。分析して得られた年代の解釈に非常に重要であるものの、初期太古代年代研究において、こうした CL 像観察および記載に重点をおいているものはほとんどない。また、初期太古代地質体は形成後様々なイベントを被っており、露頭スケールでも花崗岩質片麻岩の複数の世代が認められるが、年代研究において露頭での産状記載が行われている研究はほとんどない。従って、本研究では、露頭での産状記載 (スケッチによる複数の世代の花崗岩質片麻岩の時代的前後関係の把握)、花崗岩質片麻岩中のジルコンの CL 像を用いた観察および記載を行い、LA-ICPMS を用いて年代測定 (スポット分析) を行う。これによりサグレック

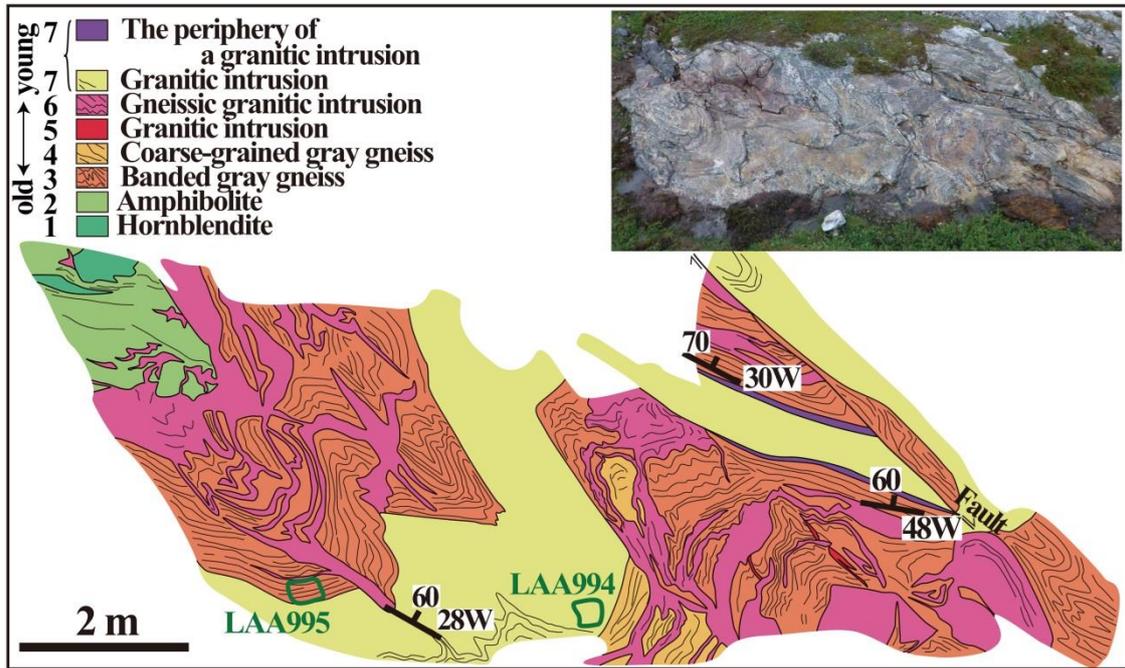
岩体の年代を決め、年代論争に終止符をうつとともに、表成岩類の年代に制約（第 2 章参照）を与える。

今回、カナダ・ラブラドル北部・サグレック岩体に分布する花崗岩質片麻岩 2 試料の年代測定を行った。本地域の地質の詳細については、第 2 章を参照されたい。年代分析試料は、St John's Harbour South (Fig. 3.1 および 3.2) から採取した花崗岩質片麻岩中に含まれるジルコン粒子である。



**Fig. 3.1** (a) Distribution of the Archean cratons in northern North America. The Saglek Block of the northern Labrador, Canada is a part of the North Atlantic Craton. The box shows location of

(b). (b) Distribution of the Archean terrains at the western part of the North Atlantic Craton (modified from Wasteneys et al., 1996). The box shows location of our study area (c). (c) Map of the Saglek-Hebron area. (d) A geological map of St John's Harbour South, our study area at the southern part of St John's Harbour area (Komiya et al., 2015). We made a detailed sketch map of an outcrop including supracrustal rocks and felsic gneisses with multi-generations (Fig. 2), shown by a black square (Locality A).



**Fig. 3.2** A sketch map of an outcrop, consisting of supracrustal rocks and multi-formed orthogneisses at Locality A. At least seven generations of mafic and felsic magmatisms are recognized. We collected two rock samples from the third and seventh generation orthogneisses, LAA995 and LAA994, respectively.

## 3.2 年代分析手法

本研究では、St John's Harbour South の表成岩帯および周囲の花崗岩質片麻岩から計 650 試料を採取し、また、St John's Harbour South の露頭にて詳細な産状記載を行い、その露頭から 2 試料 (LAA994 および 995) の花崗岩質片麻岩を採取した。

ジルコン U-Pb 年代測定法により、これら花崗岩質片麻岩の年代測定を行う。U-Pb 法はウランの原子核壊変による Pb 同位体成長を利用した年代測定法であり、 $^{238}\text{U}$  および  $^{235}\text{U}$  から、原子核壊変を繰り返し、最終的に、それぞれ安定同位体である  $^{206}\text{Pb}$  および  $^{207}\text{Pb}$  になる二つの壊変系を用いる (例えば、兼岡, 1998)。

ジルコン ( $\text{ZrSiO}_4$ ) は、火成岩中に普遍的に含まれ、特に花崗岩や花崗閃緑岩中に多くみられる。比重 4.6-4.7 で磁性をもたない鉱物とされており、一般にウランの存在度が高く、Common Pb (初生鉛) の存在度が非常に低いとされる。また、閉鎖温度が高く (およそ 900 °C : Cherniak and Watson, 2000)、風化や変質・変成作用の影響を受けにくいなど、鉱物自体の安定性も高い。従って、ジルコンは閉鎖系を保っていることが多いとされ、U-Pb 法に適した鉱物の一つである。しかしながら、太古代などの岩石は変成作用などの複数の熱的イベントを経験しており、岩石形成時から閉鎖系を保っているジルコン粒子は多くない。その影響を簡略かつ定性的に評価する方法が、電子顕微鏡を用いたカソードルミネッセンス (CL) 法である。ジルコンのオシラトリー累帯構造は火成起源に特徴的な構造であり (Corfu et al., 2003)、この構造が残っている粒子は初生的な情報を保持していることが多いとされる。オシラトリー累帯構造を示さないジルコン粒子は、変成作用によって形成された場合や Pb の損失などにより結晶化した際の組成を保持していない可能性が示唆される。この手法は、ジルコンの組織観察手法として現在一般的な手法であるが、1990 年代以前は確立されておらず、当時は偏光顕微鏡による透過像および反射像の観察のみであった。従って、年代測定試料選定の際、CL 像観察に重点を置いた。

採取した試料をジョークラッシャーやサンタリークラッシャーを用いて粉碎した。粉碎量はサンプルにもよるが ~1 kg である。粉碎した試料から、パンニング、磁選、および重液分離法を経て、実体顕微鏡を用いてジルコンを分離した。磁選にはネオジウム磁石を用いて、磁性をもつ鉱物ともたない鉱物とに分離した。重液分離には、SPT 重液 (ポリタングステン酸ナトリウム、最高比重 3.1) を用いて、重比重鉱物と軽比重鉱物とに分離した。ジルコンは主にアクリル樹脂 (株式会社マルトー、アクリル・ワン#1320) で固定し表面を研磨した。ジルコンの内部構造、包有物の存在、表面のクラックなどは透過および反射顕微鏡像と CL 像を用いて調べた。CL 像撮影は、東京工業大学理工学研究科地球惑星科学専攻設置の走査型電子顕微鏡 (日本電子株式会社, JSM-5310)、または福井県立恐竜博物館設置の走査型顕微鏡 (日本電子株式会社, JSM-5910LV) を用いた。

レーザーアブレーション ICP 質量分析法 (LA-ICPMS) によるジルコン粒子の U-Pb 同位体分析は、京都大学理学研究科平田研究室設置の ICP 質量分析装置 (Nu Instruments 製, AttoM) を用いた。試料導入には波長 193 nm に ArF エキシマレーザー (ESI 製, NWR-193) を使用した。分析条件を Table 3.1 に示す。レーザーアブレーションは、6-8 Hz、およそ 10 秒の条件で行い、スポット径は 15-20  $\mu\text{m}$  である。

同位体分析は信号強度のピークトップを測定する low-resolution deflector jump mode を使用して、 $^{202}\text{Hg}$ 、 $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ 、 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 、 $^{238}\text{U}$  の 7 つの同位体を分析した。ICPMS は、酸化物形成を抑えつつ ( $\text{ThO}/\text{Th}<3-5\%$ ) 最大感度を得られるよう、91500 ジルコン標準試料 (1065 Ma: Wiedenbeck et al., 1995, 2004) と NIST SRM 610 を用いて最適化している。分析サイクルは、未知試料 (10 スポット) 測定の前前後で、ガスブランク、91500 ジルコン標準試料 (4 スポット) 測定である。

初生鉛 (Common Pb) は  $^{204}\text{Pb}$  を用いて補正を行った。同重体 204 の補正には  $^{202}\text{Hg}$  から  $^{204}\text{Hg}$  を見積もり、 $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$  から減ずることで  $^{204}\text{Pb}$  を求めた ( $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}=29.863/6.865$ )。ジルコンのレーザーアブレーションにより生成された試料エアロゾルは、輸送効率の高いヘリウムキャリアーガスによってアルゴンガスと混合した後、ICP-MS に導入される。キャリアーガスとしてヘリウムを用いることで、生成されるエアロゾルの粒径が小さくなり、ICPMS 導入までの損失を少なくし、結果的に分析感度が上がることが報告されている (Eggins et al., 1998; Günther and Heinrich, 1999; Jackson et al., 2004)。試料輸送過程においてスタビライザーを用いて、大きなエアロゾル粒子を除去することで信号強度の安定を図っている (Tunheng and Hirata, 2004)。また、水銀の干渉を減らすため、ヘリウムガスとの混合の前に、活性炭を用いてアルゴンガスから水銀を除去している (Hirata et al., 2005)。分析前には、ジルコン表面を分析サイズ (15-20  $\mu\text{m}$ ) よりも大きいサイズ (35  $\mu\text{m}$ ) で 1-数発アブレーションし、表面の汚れを除去している。これにより、初生鉛の混入を劇的に減らせることが報告されている (Iizuka and Hirata, 2004)。未知試料の年代値とその誤差 (不確実性) は、未知試料の前前後で分析した計 8 回の 91500 ジルコン標準試料の平均値 (91500 ジルコン;  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.1792$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.0749$ , Wiedenbeck et al., 1995) とその標準誤差を利用して値を補正し求めた。不確実性の大きさは、各分析セッションの 91500 ジルコンの繰り返し分析による標準偏差や関連する同位体の計数統計に基づき見積もられる (Sakata et al., 2014)。すべての誤差は  $2\sigma$  である。また、 $^{235}\text{U}$  は、137.88 の  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  比 (Jaffey et al., 1971) を基に  $^{238}\text{U}$  から算出している。本研究での U-Pb 年代は、4 回の異なる日の測定結果をまとめたものである。各日における 91500 ジルコン測定の  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  および  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比の再現性はそれぞれ次の通りである; 0.92% および 1.2% (2 S.E., n = 20, 2012 年 12 月 13 日測定), 0.81% および 0.93% (2 S.E., n = 40, 2012 年 12 月 26 日測定), 1.5% および 0.58% (2 S.E., n = 68, 2013 年 2 月 27 日測定), 2.0% および 1.3% (2 S.E., n = 32, 2013 年 3 月 12 日測定)。分析の前に更なる標準試料として AS3 ジルコン ( $1099.1\pm 0.2$

Ma, Schmitz et al., 2003) の測定を行い, 1108.0±5.4 Ma の  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代, 1094.5±8.3 Ma の  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  年代, 1068.0±16 Ma の  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代を得た (Table 3.2).

得られた分析値は, Tera-Wasserburg コンコーディア図 ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ : Wetherill, 1956) と呼ばれる年代一致曲線にプロットした. 上述したように,  $^{238}\text{U}$  は半減期  $4.468 \times 10^9$  年で  $^{206}\text{Pb}$  (ウラン系列:  $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\alpha + 6\beta$ ),  $^{235}\text{U}$  は半減期  $7.038 \times 10^8$  年で  $^{207}\text{Pb}$  (ウラン系列:  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7\alpha + 4\beta$ ) に崩壊する. 一般にジルコンは形成時に U に富み, Pb (初生鉛) をほとんど含まないため, 現在試料中に存在する Pb は放射性同位体起源の Pb\* とみなすことができる. 従い, それら関係は,

$$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \quad (1)$$

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1 \quad (2)$$

で表すことができる. 壊変定数  $\lambda_{238}$  は,  $1.55125 \times 10^{-10}$ ,  $\lambda_{235}$  は  $9.8485 \times 10^{-10}$  の値をもつ. この2式を同時に満たす点の軌跡をコンコーディア (年代一致) 曲線と呼ぶ. それぞれ以下の式によって  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  および  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  系の年代値 t (Ma) が求められる.

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left( \frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} + 1 \right)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left( \frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

また, (1) および (2) の式を整理すると,

$$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*} = \frac{^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1)} \quad (3)$$

が得られる. U 同位体比は一定であり定数として扱えるので, Pb の同位体比のみから年代値 t を得ることが可能である. Tera-Wasserburg コンコーディア図は, 上記式 (1) から求められる値を x 軸に, 式 (3) をから求まる値を y 軸にプロットしたものである.

**Table 3.1** Instrumental setting of the laser ablation and ICP-MS

<b>Nu AttoM single collector ICP-MS</b>			
RF power	1300	W	
Cooling gas flow rate	13l	min <sup>-1</sup>	
Auxiliary gas flow rate	0.9l	min <sup>-1</sup>	
Detection system	Mixed attenuation-multiple ion counting		
IC dead time	18	ns	
<b>NWR193 excimer laser system</b>			
ATLEX-SI ArF excimer laser			
Wavelength	193	nm	
Pulse energy	~4.4	mJ	
Pulse width	4-6	ns	
Energy density/fluence	< 2	Jcm <sup>-2</sup>	
Repetition rate	8	Hz	
Spot diameter	15-20	µm	
Helium carrier gas flow rate	0.52	Lmin <sup>-1</sup>	
Argon make-up gas flow rate	0.87 - 0.90	Lmin <sup>-1</sup>	
Effective cell volume	< 1	mL	
Signal smoothing device	equipped		
Number of laser shots	96	shots	
<b>Measured isotope</b>	<b>Dwell time</b>		<b>Attenuation</b>
<sup>202</sup> Hg	0.6	ms	Auto
<sup>204</sup> Pb	0.6	ms	Auto
<sup>206</sup> Pb	0.6	ms	Auto
<sup>207</sup> Pb	0.9	ms	Auto
<sup>208</sup> Pb	0.4	ms	Auto
<sup>232</sup> Th	0.4	ms	Auto
<sup>238</sup> U	0.6	ms	Auto
Data acquired time: Sample	10	s	
Gas blank	66	s	

**Table 3.2** U-Pb ages of a secondary sample

Grain spot No.	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ( $2\sigma$ )		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ( $2\sigma$ )		$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Age (Ma)			Disc.** (%)	
						$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ age ( $2\sigma$ )	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ age ( $2\sigma$ )			
<b>AS3 zircon</b>										
AS3-1	0.187 ± 0.0084		1.94 ± 0.12		0.0751 ± 0.0032	1106 ± 46	1071 ± 89			1.1
AS3-2	0.188 ± 0.0084		1.92 ± 0.12		0.0743 ± 0.0031	1109.7 ± 46	1048 ± 88			1.9
AS3-3	0.186 ± 0.0083		1.90 ± 0.12		0.0743 ± 0.0032	1097.9 ± 45	1051 ± 88			1.4
AS3-4	0.190 ± 0.0085		2.01 ± 0.12		0.0768 ± 0.0033	1121.8 ± 46	1117 ± 88			0.1
AS3-5	0.187 ± 0.0084		1.94 ± 0.12		0.0755 ± 0.0033	1103 ± 46	1082 ± 90			0.6
AS3-6	0.186 ± 0.0083		1.91 ± 0.12		0.0744 ± 0.0032	1099.6 ± 46	1051 ± 90			1.5
AS3-7	0.187 ± 0.0084		1.90 ± 0.12		0.0737 ± 0.0032	1105.4 ± 46	1034 ± 91			2.2
AS3-8	0.188 ± 0.0085		1.97 ± 0.12		0.0760 ± 0.0033	1111.6 ± 46	1094 ± 90			0.5
AS3-9	0.186 ± 0.0084		1.91 ± 0.12		0.0743 ± 0.0032	1102.3 ± 46	1049 ± 91			1.6
AS3-10	0.190 ± 0.0085		1.98 ± 0.12		0.0754 ± 0.0033	1122.7 ± 46	1080 ± 91			1.3

\*\* Discordance is defined by following equation: discordance (%) =  $[(^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \text{ age}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \text{ age}) - 1] \times 100$

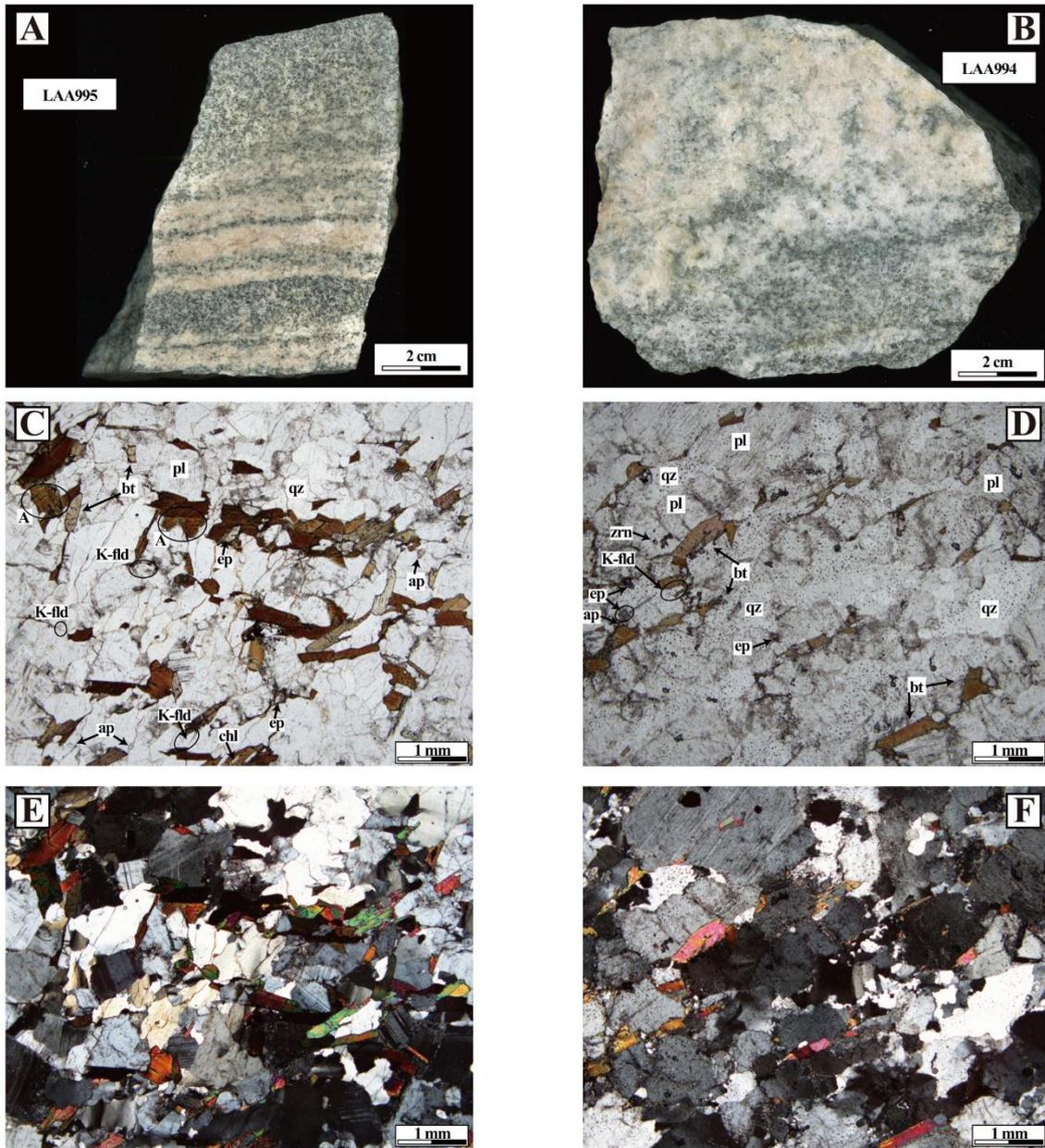
### 3.3 結果

#### 3.3.1 花崗岩質片麻岩類の産状および年代分析試料の記載

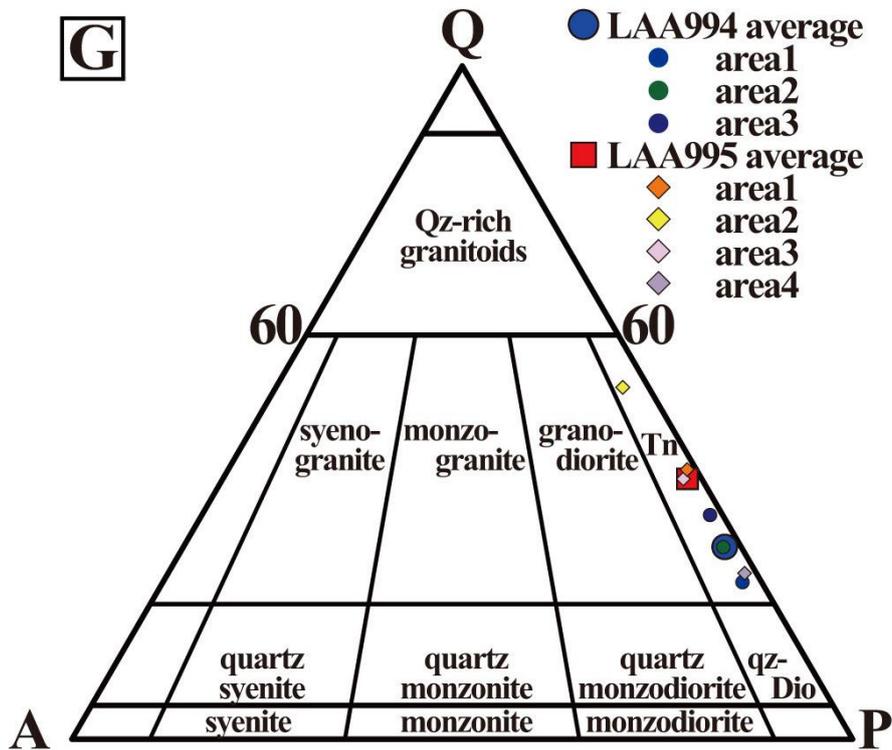
Saglek-Hebron 地域では複数の熱造構イベントがあったことが知られており、局所的な領域（露頭スケール）においても異なる年代をもつ花崗岩質片麻岩類が分布していることが明らかになっている（例えば、Komiya et al., 2015）。そのため本研究では、複数の異なる年代をもつ花崗岩質片麻岩が分布する露頭において、その産状を 1:10 スケールで詳細に記載した。Figure 3.2 は、Figure 3.1 の Locality A に示した花崗岩質片麻岩類の露頭（58°26.837'N, 62°47.419'W）における記載（スケッチマップ）と写真を示したものである。本研究では、若い花崗岩質の貫入岩から離れている、表成岩帯に Uivak 片麻岩が厚く貫入している地点を選定した。この露頭において、産状（切った、切られたの関係）に基づき、7つの玄武岩質およびトータル岩質火成イベントを識別した。角閃石岩（hornblendite）および細粒な角閃岩（amphibolite）が最も古く、角閃岩のブロックは花崗岩質片麻岩中に包有物のような形態で存在する。花崗岩質片麻岩類は次の5つのユニットに識別した：白色および黒色の薄い層状構造が顕著で高度に褶曲した縞状灰色片麻岩（3）。ブーディンもしくはブロック状に分布し、灰色片麻岩（3）を切る構造をもつ粗粒灰色片麻岩（4）。薄い白色花崗岩質片麻岩（6）は、縞状灰色片麻岩（3）および粗粒灰色片麻岩（4）に貫入する。片麻状ブロックおよび薄い貫入岩（4-6）は、白色の粗粒塊状貫入岩（7）に貫入される。貫入岩の一つは、その両側に粗粒な周縁層を形成する。本研究での記載の結果、花崗岩質岩の中では縞状灰色片麻岩（3）が最も古い一方で、白色粗粒塊状貫入岩（7）が最も若いことが示された（Fig. 3.2）。

本研究では、縞状灰色片麻岩（LAA995）および白色粗粒塊状トータル岩質貫入岩（LAA994）をそれぞれ採取した。LAA994 は LAA995 よりも粗粒で、より白色を呈する（Fig. 3.3A および B）。それらは主に斜長石、石英、黒雲母から構成され、カリ長石、燐灰石、ジルコン、緑簾石、緑泥石を含む（Fig. 3.3C, 3.3D, 3.3E および 3.3F）。LAA994 および LAA995 の7地点のモード分析（各点の領域は 2.5 mm×2.5 mm）は、それらが QAP ダイアグラム上のトータル岩質の領域に属することを示した（Fig. 3.3G）。双方とも角閃石は認められないが、LAA995 では黒雲母によって置き換えられた角閃石の仮像がみられ、それらはおよそ 120 度で交差する明確な劈開をもつ（Fig. 3.3C および 3.3E）。LAA994 および LAA995 は黒雲母をそれぞれ 5.3 および 12 vol% 含み、後者の方がより黒色を呈する（Fig. 3.3A および 3.3B）。斜長石は石英に比べ自形から亜自形で、LAA995 中の斜長石は  $An_{30-32}Ab_{67-71}Or_{1-3}$  の中性長石（andesine）の組成をもつ一方で、LAA994 のそれは  $An_{19-25}Ab_{74-80}Or_{0-1}$  の灰曹長石（oligoclase）の組成をもつ。カリ長石は非常に細粒であり、斜長石や石英粒子に沿って他形の離散粒子として、または斜長石の粒間に沿ってフィラメント状に存在する（Fig. 3C, 3D）。LAA994 および LAA995 のカリ長石のモー

ド組成は、それぞれ 1.9 および 1.6 vol%である (Fig. 3.3G)。非常に細粒な燐灰石やジルコンは微量であるが薄片上に散在している。また、微量な緑簾石や緑泥石も認められる。それら 4 つの微量な鉱物は計 2.5 vol%以下である。LAA994 中の石英や斜長石には多くの包有物が認められる (Fig. 3.3D)。



**Fig. 3.3** Petrography of the LAA994 and LAA995 samples. (A, B) Photos of polished slabs of LAA994 and LAA995 samples, respectively. Representative microscopic images of the LAA995 (C: open nicol, E: cross nicol) and the LAA994 (D: open nicol, F: cross nicol), respectively. Mineral abbreviations are as follows: Pl: plagioclase, Qz: quartz, K-fld: potassium feldspar, Bt: biotite, Ap: apatite, Zrn: zircon, Ep: epidote and Chl: chlorite.



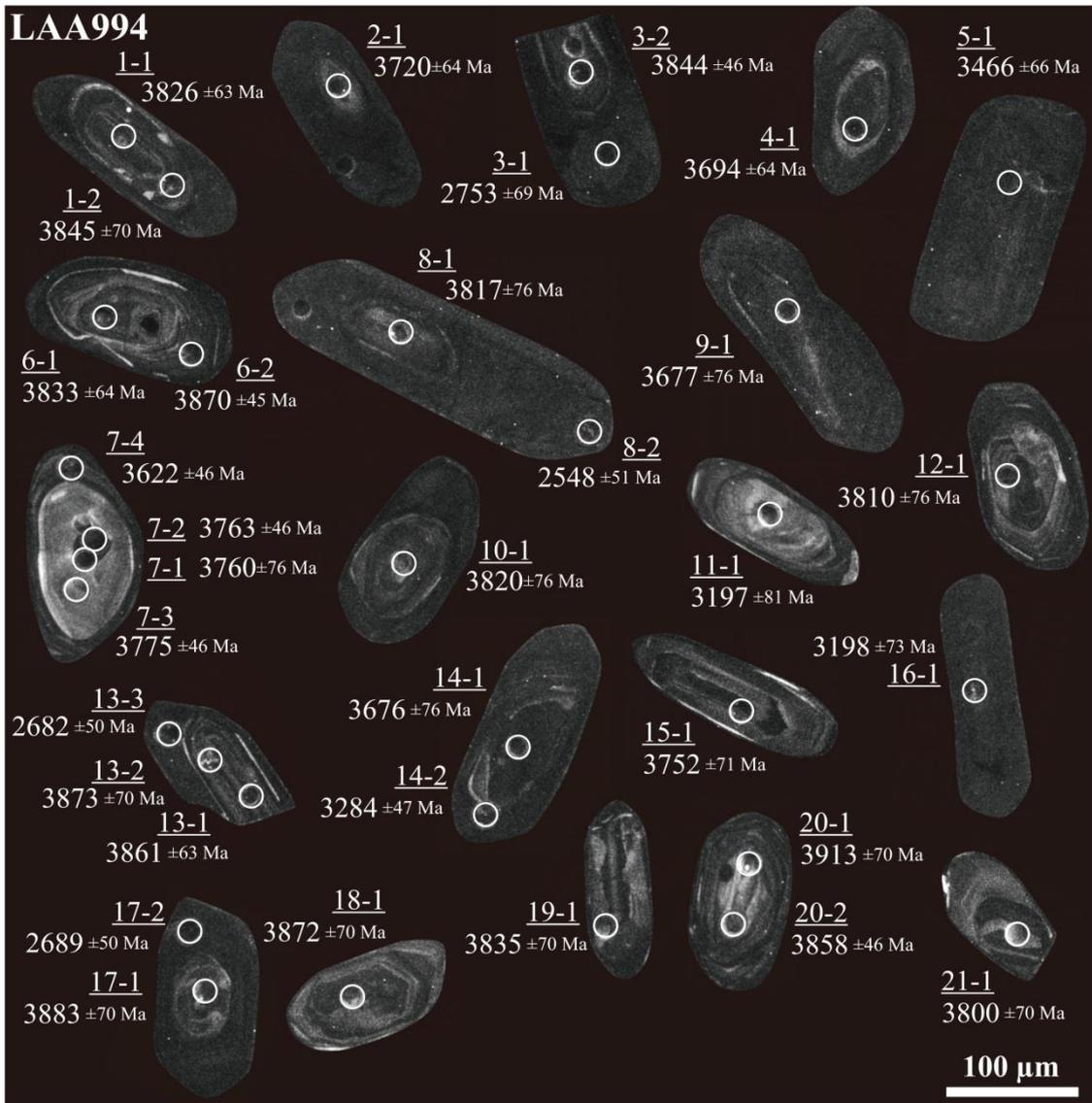
**Fig. 3.3 (continued)** (G) Modal compositions of the LAA994 and LAA995 samples on the QAP diagram (Streckeisen, 1976), indicating that they belong to tonalite.

### 3.3.2 ジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像

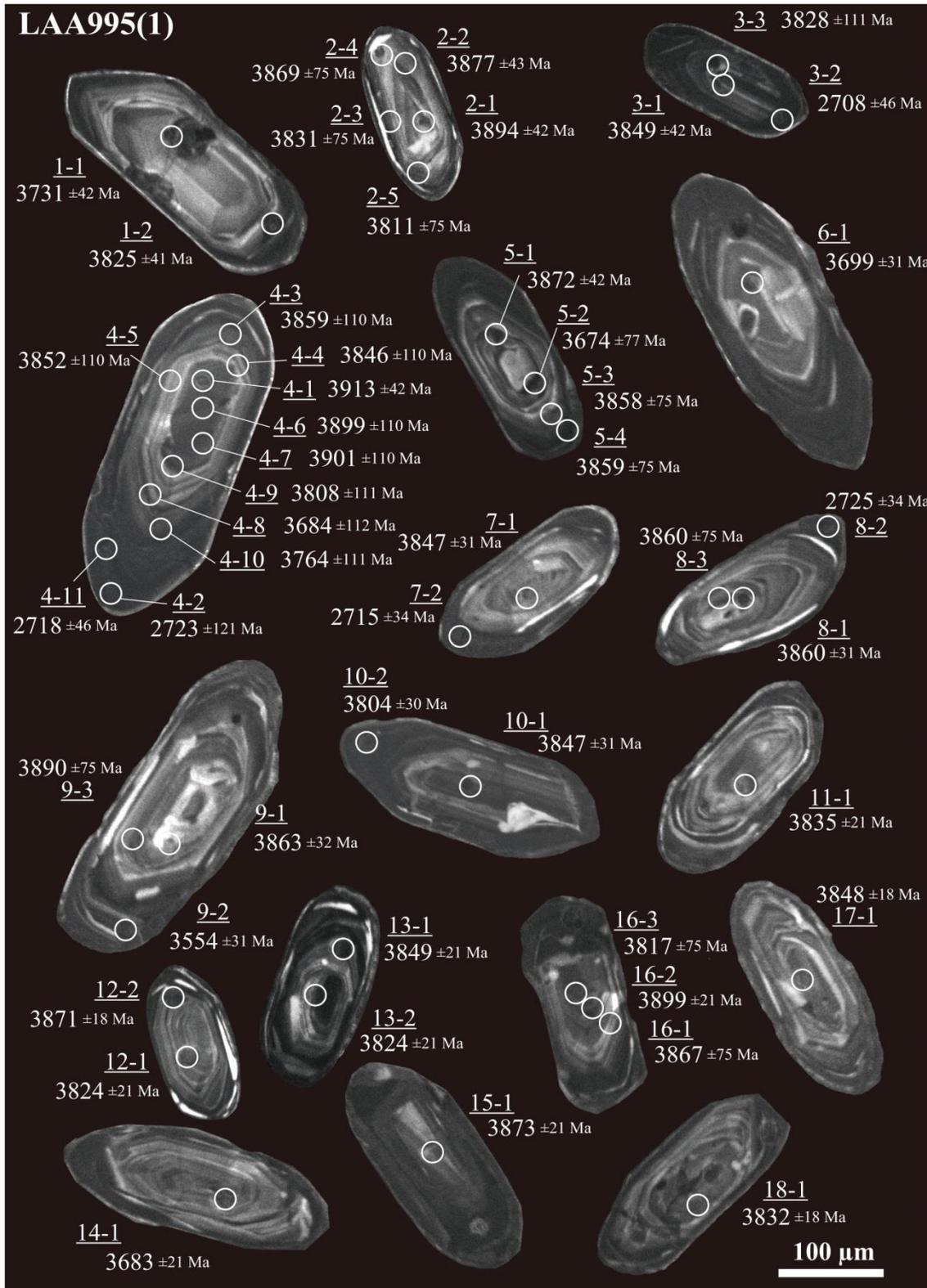
Figure 3.4 は, LAA994 白色粗粒塊状トータル岩質貫入岩から得られたジルコンの CL 像を示したものである。ジルコンは自形からやや丸みを帯びた形状を示し, 長さは 120-350  $\mu\text{m}$ , 幅は 60-120  $\mu\text{m}$  で粗粒である。いくつかの粒子がプリズム状の形態を有する (#8, #14, #18) が, ほとんどは丸みを帯び壊された (割れた) 形状 (#3, #6, #7, #10, #12, #13, #17, #20) を示す。多くのジルコン粒子は, 次の 3 つの領域から構成される: CL 像下で明るい中心部 (コア), 暗い中間部 (マントル), 明るい周縁部 (リム)。柱状結晶もみられる (#8, #12, #13) が, ほとんどの粒子は丸みを帯びている (#3, #6, #7, #10, #11, #14, #17, #20, #21)。多くのコアは比較的明瞭なオシラトリー累帯構造 (oscillatory zonation: #10, #13, #14) や部分累帯構造 (sector zoning: #7, #8) をもつが, 累帯構造が均質化した (認められない) 粒子 (#3, #6, #12, #14, #17, #20) もみられる。特に, #20 および #21 粒子のコアの累帯構造は, マントル部の弱い (不鮮明な) 累帯構造によって切られていることから, それらがインヘリテッド (inherited) コアであることを示している。マントルは暗く不明瞭な構造である。コアとマントル間の境界は比較的明瞭であるが, マントルの累帯構造が観察できれば, コアからマントルの累帯構造が整合的であること (#10, #12, #17) がわかる。最も外側のリムは明るく, 非常に薄い。

Figure 3.5 は, LAA995 縞状灰色片麻岩から得られたジルコンの CL 像を示したものである。ジルコンは, 自形でプリズム状のもの (例えば, #1, #3, #4, #6, #12, #17, #26, #28, #35, #39, #40, #51, #68, #174, #182), 丸みを帯びたもの (例えば, #7, #52, #57, #58, #81, #82, #86, #106, #107, #143, #177, #178, #183, #186, #198, #199, #202, #209, #219, #222, #223, #224, #230), 欠けて (割れて) いるもの (例えば, #25, #30, #43, #53, #66, #72, #73, #172, #213, #214) がみられる。不鮮明な構造のジルコン (例えば, #90, #118, #131, #145, #166, #169, #180, #181, #197, #199) は数が少なく, ほとんどは CL 像下で明るい中心部 (コア), 暗い中間部 (マントル), 明るい周縁部 (リム) の 3 つの領域をもつ。コアの多くはオシラトリー累帯構造 (例えば, #1, #3, #4, #7, #9, #11, #12, #13, #14, #26, #32, #35, #40, #45, #50, #65, #76, #78, #102, #107, #108, #110, #113, #119, #120, #134, #135, #144, #146, #149, #150, #151, #162, #160, #163, #167, #174, #177, #178, #181, #184, #186, #189, #201, #203, #209, #222, #228) や部分累帯構造 (例えば, #2, #6, #20, #22, #25, #34, #43, #80) をもち, 内部構造が破壊されているもの (例えば, #19, #57, #62, #66, #69, #91, #94, #97, #105, #106, #109, #111, #112, #114, #122, #133, #161, #172, #213, #214), 均質なもの (#29, #33, #38, #61, #71, #72, #75, #77, #81, #90, #190, #210, #215, #220, #223), 異質 (不均一) なもの (#18, #30, #51, #60, #79, #96, #107, #224; #226, #233) も認められる。また, いくつかのジルコンのコアは, 比較的暗く無構造な中心部と明瞭なオシラトリー累帯構造をもつ周縁部の 2 つの領域からなる (#51, #77, #82, #105, #106, #159, #229)。マントルの部分は暗く, 弱い帯状構造 (#3, #4, #13, #23, #25, #40, #51, #159), 不規則または均質化された構造 (#79,

#174), または不鮮明な構造 (#22, #26, #27, #28, #38, #75, #77, #112, #123, #127, #135, #176, #214) をもつ. マントルの弱く不鮮明な累帯構造は, コアを整合的に取り囲んでいる様子も認められる (#35, #38, #51, #79, #112, #161, #176, #179). マントルの厚さは様々であり, いくつかのジルコン粒子は均質もしくは不鮮明な累帯構造を有する小さなコアを取り囲む, 非常に厚いマントルをもつ (#19, #46, #53, #130, #141, #142, #185, #212, #218, #230).



**Fig. 3.4** Cathodoluminescence images of zircons from LAA994 sample. The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages are shown for each spot (Table 3.3).



**Fig. 3.5** Cathodoluminescence images of zircons from LAA995 sample. The  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages are shown for each spot (Table 3.4).



**Fig. 3.5 (continued)**



**Fig. 3.5 (continued)**



**Fig. 3.5** (continued)



**Fig. 3.5 (continued)**



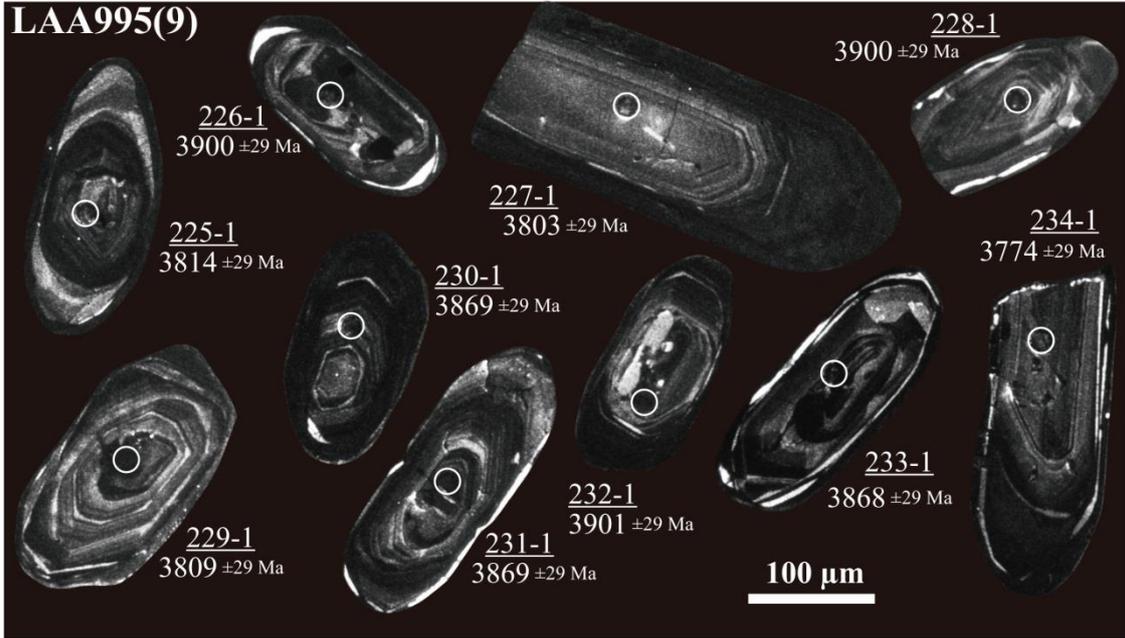
**Fig. 3.5 (continued)**



**Fig. 3.5** (continued)



**Fig. 3.5 (continued)**



**Fig. 3.5 (continued)**

### 3.3.3 ジルコンの化学組成と U-Pb 年代

本研究では、花崗岩質片麻岩試料 LAA994 および LAA995 から得られたジルコンの U-Pb 年代測定を行った。LAA994 からは 2548-3913 Ma, LAA995 からは 2708-3956 Ma の Pb-Pb 年代がそれぞれ得られた (Table 3.3 および 3.4, Fig. 3.4 から 3.8)。Figure 3.7 は、ジルコンの年代測定点から得られたウラン含有量および Th/U 比を示したものである。LAA994 および LAA995 のウラン含有量の範囲はそれぞれ 73-1144 ppm および 53-843 ppm, Th/U 比の範囲はそれぞれ 0.01-1.29 および 0.01-1.10 である。ウラン含有量はジルコン年代に相関しており、3.9 から 3.6 Ga へ年代が若くなるにつれて増加する。また、Th/U 比も年代と相関がみられ、年代が若くなるにつれ Th/U 比は減少する。累帯構造をもつコアは、マントルや均質なコアよりも低いウラン含有量、高い Th/U を示す (Fig. 3.7)。

Figure 3.6A は LAA994 のジルコンから得られた分析結果を Tera-Wasserburg コンコーディア図にプロットしたものである。均質なコアの 1 点から得られたデータを除き、すべてのデータはコンコーディアライン上もしくはその右側 ( $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の高い領域) にプロットされる。低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつ 14 のコア分析点のうち 8 点は 3.9-3.7 Ga のコンコーディアライン上に、高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつ 5 のコア分析点のうち 2 点がコンコーディアライン上にプロットされる (Fig. 3.6A)。最も古い Pb-Pb 年代 (3913 Ma) をもつ分析点およびそれと同じジルコン上の比較的古いスポットは、コンコーディアライン上にプロットされることから、それらが Pb ロス (損失) を被っていることを示している (Fig. 3.6A および 8C)。#18-1, #6-2, #13-1, #13-2 から得られた分析値はコンコーディアライン上にプロットされ、それぞれの年代は  $3872\pm 70$ ,  $3870\pm 45$ ,  $3861\pm 63$ ,  $3873\pm 70$  Ma と比較的古い年代値を示す (Table 3.3, Fig. 3.6A および 3.8C)。特に、#6-2, #13-1, #13-2 は明瞭なオシラトリー累帯構造を示す領域からの分析値である。これらコンコーディアライン上にプロットされる低いウラン含有量、高い Th/U 比、オシラトリー累帯構造をもつ上記 4 点の年代の平均値は  $3869\pm 63$  Ma である。マントルや均質なコアからの分析値はディスコーディアラインを形成し、およそ 2.5 Ga でコンコーディアラインと交わる (Fig. 3.6A)。

LAA995 から得られたジルコンについては計 304 点の分析を行った (Fig. 3.5)。得られた年代データのいくつかは、60 Ma 以上の大きな誤差を持っているため、それらについては Figure 3.6B では示していない。LAA995 ジルコンの分析誤差が小さい 154 点のデータを Tera-Wasserburg コンコーディア図に示す (Fig. 3.6B)。上記 154 点のうち 22 点の分析データがコンコーディアラインの左側 ( $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の低い領域) に、36 点が右側 ( $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の高い領域) にプロットされる。特に、均質なコアのほとんどが  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  比の低い領域側にプロットされる。低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつ 64 点のコアは 3956-3683 Ma の年代値を示し、そのうち 39 点はコンコーディアライン上にプロッ

トされ、 $3953\pm 54$  から  $3797\pm 34$  Ma の年代値を示す。また、39 点のうち最も古い年代値  $3953\pm 54$  Ma は #85-1 から得られたもので、他に 5 点 (#4-1, #25-2, #79-1, #175-1, #228-1) から  $3.9$  Ga より古い年代値が得られている (Fig. 3.6B および 3.8F, Table 3.4)。これら 6 点の平均年代は  $3920\pm 49$  Ma である。一方、高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつ 60 点のコアは  $3927$  から  $3392$  Ma の年代値を示す。マントルと過成長 (オーバーグロース) した領域からは、 $3890$  から  $2708$  Ma の幅広い年代値が得られた。マントルからの分析値は、高いウラン含有量もしくは低い Th/U 比をもつコアの分析値とともにディスコーディアラインを形成し、そのうちの多くはおよそ  $2.7$  Ga のコンコーディアライン上にプロットされる。

**Table 3.3** Trace element compositions and Pb-Pb ages of zircons from the LAA994 white gneiss

Grain spot No.	Internal structure <sup>†</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age (2σ)	
LAA994											
1-1	osc core	469	382	0.81	0.0007	0.7483 ± 0.0070	39.0786 ± 1.6751	0.3786 ± 0.0158	3601 ± 26	3826 ± 63	-3.9
1-2	osc core	293	282	0.96	0.0003	0.8171 ± 0.0339	43.1921 ± 2.6520	0.3834 ± 0.0173	3850 ± 121	3845 ± 70	0.1
2-1	homogeneous	146	9	0.06	<0.0001	0.7304 ± 0.0076	35.5717 ± 1.5491	0.3531 ± 0.0149	3535 ± 28	3720 ± 64	-3.3
3-1	overgrowth	1144	17	0.01	<0.0001	0.4796 ± 0.0044	12.6476 ± 0.5417	0.1912 ± 0.0080	2525 ± 19	2753 ± 69	-4.9
3-2	osc core	187	105	0.56	0.0004	0.7555 ± 0.0189	39.9127 ± 1.5478	0.3832 ± 0.0114	3628 ± 70	3844 ± 46	-3.7
4-1	homogeneous	412	227	0.55	0.0007	0.7398 ± 0.0069	35.4036 ± 1.5195	0.3470 ± 0.0145	3570 ± 26	3694 ± 64	-2.2
5-1	homogeneous	163	31	0.19	0.0003	0.7234 ± 0.0074	29.8596 ± 1.2994	0.2993 ± 0.0127	3509 ± 28	3466 ± 66	0.8
6-1	osc core	144	82	0.57	<0.0001	0.8032 ± 0.0083	42.1179 ± 1.8305	0.3802 ± 0.0161	3800 ± 30	3833 ± 64	-0.6
6-2	osc core	185	102	0.55	<0.0001	0.8238 ± 0.0206	44.2666 ± 1.7164	0.3897 ± 0.0116	3874 ± 73	3870 ± 45	0.1
7-1	osc core	260	189	0.73	<0.0001	0.7894 ± 0.0111	39.4502 ± 2.0475	0.3624 ± 0.0181	3751 ± 40	3760 ± 76	-0.2
7-2	osc core	265	174	0.66	0.0002	0.7643 ± 0.0191	38.2727 ± 1.4831	0.3632 ± 0.0108	3660 ± 70	3763 ± 46	-1.8
7-3	osc core	73	57	0.78	0.0001	0.7945 ± 0.0199	40.0957 ± 1.5613	0.3660 ± 0.0109	3769 ± 72	3775 ± 46	-0.1
7-4	overgrowth	386	130	0.34	0.0002	0.6268 ± 0.0156	28.6089 ± 1.1083	0.3310 ± 0.0098	3137 ± 62	3622 ± 46	-8.8
8-1	homogeneous	129	94	0.73	0.0008	0.8006 ± 0.0117	41.5302 ± 2.1716	0.3762 ± 0.0189	3791 ± 42	3817 ± 76	-0.4
8-2	overgrowth	368	86	0.23	0.0033	0.4706 ± 0.0117	10.9697 ± 0.4257	0.1690 ± 0.0050	2486 ± 52	2548 ± 51	-1.4
9-1	homogeneous	415	143	0.35	<0.0001	0.6950 ± 0.0097	32.8945 ± 1.7033	0.3432 ± 0.0171	3402 ± 37	3677 ± 76	-4.9
10-1	osc core	130	93	0.71	0.0004	0.7849 ± 0.0115	40.8033 ± 2.1340	0.3770 ± 0.0189	3735 ± 42	3820 ± 76	-1.5
11-1	osc core	73	12	0.16	<0.0001	0.5844 ± 0.0093	20.3069 ± 1.0913	0.2520 ± 0.0129	2967 ± 38	3197 ± 81	-4.5
12-1	osc core	161	68	0.42	<0.0001	0.8127 ± 0.0117	41.9901 ± 2.1889	0.3747 ± 0.0188	3835 ± 42	3810 ± 76	0.4
13-1	osc core	176	124	0.70	<0.0001	0.8136 ± 0.0117	43.4661 ± 2.2631	0.3874 ± 0.0194	3838 ± 42	3861 ± 63	-0.4
13-2	osc core	132	94	0.72	0.0002	0.7927 ± 0.0329	42.6803 ± 2.6231	0.3905 ± 0.0177	3763 ± 120	3873 ± 70	-1.9
13-3	overgrowth	431	99	0.23	<0.0001	0.5439 ± 0.0136	13.7346 ± 0.5325	0.1831 ± 0.0054	2800 ± 57	2682 ± 50	2.5
14-1	homogeneous	426	166	0.39	<0.0001	0.8043 ± 0.0112	38.0449 ± 1.9684	0.3430 ± 0.0171	3804 ± 40	3676 ± 76	2.2
14-2	overgrowth	567	38	0.07	0.0005	0.6018 ± 0.0150	22.0961 ± 0.8557	0.2663 ± 0.0079	3037 ± 61	3284 ± 47	-4.7
15-1	osc core	224	256	1.15	<0.0001	0.7781 ± 0.0323	38.6847 ± 2.3760	0.3606 ± 0.0163	3710 ± 118	3752 ± 71	-0.7
16-1	homogeneous	300	49	0.16	0.0017	0.5506 ± 0.0229	19.1400 ± 1.1759	0.2521 ± 0.0114	2828 ± 96	3198 ± 73	-7.3
17-1	osc core	177	137	0.77	<0.0001	0.7890 ± 0.0328	42.7555 ± 2.6266	0.3930 ± 0.0178	3750 ± 119	3883 ± 70	-2.3
17-2	overgrowth	448	132	0.30	0.0001	0.5103 ± 0.0127	12.9469 ± 0.5020	0.1840 ± 0.0055	2658 ± 55	2689 ± 50	-0.7
18-1	osc core	237	306	1.29	<0.0001	0.8059 ± 0.0335	43.3580 ± 2.6627	0.3902 ± 0.0177	3810 ± 121	3872 ± 70	-1.1
19-1	osc core	80	36	0.45	<0.0001	0.7539 ± 0.0313	39.5955 ± 2.4367	0.3809 ± 0.0173	3622 ± 116	3835 ± 70	-3.7
20-1	osc core	138	95	0.69	<0.0001	0.7679 ± 0.0319	42.4662 ± 2.6098	0.4011 ± 0.0182	3673 ± 117	3913 ± 70	-4.1
20-2	osc core	116	60	0.52	<0.0001	0.7804 ± 0.0195	41.6143 ± 1.6163	0.3867 ± 0.0115	3719 ± 71	3858 ± 46	-2.4
21-1	osc core	120	52	0.44	<0.0001	0.7808 ± 0.0324	40.0673 ± 2.4631	0.3722 ± 0.0169	3720 ± 119	3800 ± 70	-1.4

<sup>†</sup> Internal structures in Cathodoluminescence images, osc: oscillatory zoning, ob-osc: obscure oscillatory zoning, overgrowth: mantle domain and overgrowing rim, homogeneous: dull structure

\* Common Pb corrected using <sup>204</sup>Pb

\*\* Discordance is defined by following equation; discordance (%) = [(<sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U age) / (<sup>207</sup>Pb\*/<sup>206</sup>Pb\* age) - 1] × 100

**Table 3.4** Trace element compositions and Pb-Pb ages of zircons from the LAA995 gray gneiss

Grain spot No.	Internal structure <sup>c</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.**
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
1-1	ob-osc core	147	23	0.16	0.0002	0.7700 ± 0.0075	37.7551 ± 1.0996	0.3556 ± 0.0098	3681 ± 27	3731 ± 42	-0.9
1-2	ob-osc core	573	16	0.03	<0.0001	0.8277 ± 0.0076	43.1624 ± 1.2305	0.3782 ± 0.0102	3887 ± 27	3825 ± 41	1.1
2-1	ob-osc core	145	97	0.67	0.0003	0.8045 ± 0.0078	43.9184 ± 1.2765	0.3960 ± 0.0108	3805 ± 28	3894 ± 42	-1.5
2-2	ob-osc core	78	28	0.36	<0.0001	0.8383 ± 0.0086	45.2552 ± 1.3421	0.3915 ± 0.0109	3925 ± 30	3877 ± 43	0.8
2-3	osc core	120	65	0.54	<0.0001	0.8149 ± 0.0348	42.6889 ± 2.7603	0.3799 ± 0.0184	3842 ± 125	3831 ± 75	0.2
2-4	osc core	197	136	0.69	0.0003	0.8296 ± 0.0354	44.5658 ± 2.8796	0.3896 ± 0.0189	3894 ± 126	3869 ± 75	0.4
2-5	osc core	187	102	0.55	0.0002	0.7696 ± 0.0329	39.7625 ± 2.5697	0.3747 ± 0.0182	3679 ± 121	3811 ± 75	-2.3
3-1	osc core	182	121	0.66	<0.0001	0.8676 ± 0.0083	45.9911 ± 1.3285	0.3845 ± 0.0105	4027 ± 29	3849 ± 42	3.0
3-2	overgrowth	513	68	0.13	<0.0001	0.5523 ± 0.0051	14.1698 ± 0.4078	0.1861 ± 0.0051	2835 ± 21	2708 ± 46	2.7
3-3	osc core	202	120	0.60	<0.0001	0.8416 ± 0.0423	43.9727 ± 3.7991	0.3790 ± 0.0266	3936 ± 150	3828 ± 111	1.9
4-1	ob-osc core	186	119	0.64	<0.0001	0.8322 ± 0.0079	46.0110 ± 1.3289	0.4010 ± 0.0109	3903 ± 28	3913 ± 42	-0.2
4-2	overgrowth	304	64	0.21	0.0002	0.5404 ± 0.0051	13.9553 ± 0.4062	0.1873 ± 0.0052	2785 ± 21	2718 ± 46	1.4
4-3	osc core	189	107	0.57	0.0002	0.8154 ± 0.0410	43.5011 ± 3.7586	0.3869 ± 0.0272	3844 ± 147	3859 ± 110	-0.3
4-4	osc core	153	68	0.45	<0.0001	0.7837 ± 0.0394	41.4432 ± 3.5814	0.3835 ± 0.0270	3730 ± 144	3846 ± 110	-2.0
4-5	osc core	73	27	0.38	<0.0001	0.7889 ± 0.0397	41.8955 ± 3.6235	0.3851 ± 0.0271	3749 ± 145	3852 ± 110	-1.8
4-6	osc core	146	106	0.73	<0.0001	0.8139 ± 0.0409	44.5779 ± 3.8523	0.3972 ± 0.0279	3839 ± 147	3899 ± 110	-1.0
4-7	osc core	145	103	0.71	0.0001	0.8016 ± 0.0403	43.9719 ± 3.8000	0.3978 ± 0.0280	3795 ± 146	3901 ± 110	-1.8
4-8	osc core	265	130	0.49	<0.0001	0.7247 ± 0.0364	34.4556 ± 2.9767	0.3448 ± 0.0242	3514 ± 138	3684 ± 112	-3.0
4-9	osc core	132	61	0.46	<0.0001	0.7734 ± 0.0389	39.8996 ± 3.4485	0.3742 ± 0.0263	3693 ± 143	3808 ± 111	-2.0
4-10	osc core	220	120	0.55	<0.0001	0.7940 ± 0.0399	39.7837 ± 3.4372	0.3634 ± 0.0255	3768 ± 145	3764 ± 111	0.1
4-11	overgrowth	488	62	0.13	0.0001	0.5228 ± 0.0263	13.5420 ± 1.1700	0.1879 ± 0.0132	2711 ± 112	2723 ± 42	-0.3
5-1	osc core	163	63	0.39	<0.0001	0.8210 ± 0.0079	44.1741 ± 1.2801	0.3902 ± 0.0107	3864 ± 28	3872 ± 42	-0.1
5-2	osc core	45	21	0.47	0.0002	0.7026 ± 0.0301	33.1849 ± 2.1539	0.3426 ± 0.0167	3430 ± 115	3674 ± 77	-4.3
5-3	osc core	268	200	0.75	0.0001	0.8599 ± 0.0367	45.8269 ± 2.9603	0.3865 ± 0.0187	4000 ± 128	3858 ± 75	2.4
5-4	osc core	138	69	0.50	<0.0001	0.8089 ± 0.0345	43.1560 ± 2.7899	0.3869 ± 0.0188	3821 ± 124	3859 ± 75	-0.6
6-1	ob-osc core	133	104	0.78	0.0003	0.8081 ± 0.0078	38.7980 ± 0.8732	0.3482 ± 0.0071	3818 ± 28	3699 ± 31	2.1
7-1	osc core	116	50	0.43	<0.0001	0.8233 ± 0.0080	43.5896 ± 0.9846	0.3840 ± 0.0078	3872 ± 28	3847 ± 31	0.4
7-2	overgrowth	283	60	0.21	<0.0001	0.5872 ± 0.0054	15.1319 ± 0.3390	0.1869 ± 0.0038	2978 ± 22	2715 ± 34	5.5
8-1	osc core	143	64	0.45	<0.0001	0.8382 ± 0.0080	44.7561 ± 0.9997	0.3873 ± 0.0078	3924 ± 28	3860 ± 31	1.1
8-2	overgrowth	389	86	0.22	<0.0001	0.5637 ± 0.0051	14.6116 ± 0.3235	0.1880 ± 0.0038	2882 ± 21	2725 ± 34	3.3
8-3	osc core	125	69	0.55	<0.0001	0.8091 ± 0.0346	43.1934 ± 2.7928	0.3872 ± 0.0188	3822 ± 124	3860 ± 75	-0.7
9-1	osc core	74	27	0.36	<0.0001	0.8462 ± 0.0086	45.2603 ± 1.0510	0.3879 ± 0.0081	3953 ± 30	3863 ± 32	1.5
9-2	overgrowth	519	5	0.01	0.0001	0.7117 ± 0.0064	31.0793 ± 0.6742	0.3167 ± 0.0063	3465 ± 24	3554 ± 31	-1.6
9-3	osc core	224	117	0.53	<0.0001	0.8083 ± 0.0345	44.0217 ± 2.8442	0.3950 ± 0.0192	3819 ± 124	3890 ± 75	-1.2
10-1	osc core	197	91	0.46	0.0003	0.8654 ± 0.0081	45.8141 ± 1.0104	0.3839 ± 0.0077	4019 ± 28	3847 ± 31	2.9
10-2	osc overgrowth	470	35	0.07	<0.0001	0.8449 ± 0.0076	43.4556 ± 0.9407	0.3730 ± 0.0073	3948 ± 27	3804 ± 30	2.5
11-1	osc core	143	114	0.80	<0.0001	0.7875 ± 0.0075	41.3589 ± 0.6993	0.3809 ± 0.0053	3744 ± 27	3835 ± 21	-1.6
12-1	osc core	112	54	0.49	<0.0001	0.7951 ± 0.0076	41.4329 ± 0.7044	0.3780 ± 0.0053	3771 ± 27	3824 ± 21	-0.9
12-2	osc core	207	173	0.83	<0.0001	0.8436 ± 0.0086	45.3678 ± 0.7090	0.3900 ± 0.0046	3943 ± 30	3871 ± 18	1.2
13-1	osc core	163	97	0.60	<0.0001	0.8211 ± 0.0078	43.5116 ± 0.7334	0.3844 ± 0.0054	3864 ± 28	3849 ± 21	0.3
13-2	osc core	125	61	0.49	<0.0001	0.8129 ± 0.0077	42.3744 ± 0.7182	0.3781 ± 0.0053	3835 ± 28	3824 ± 21	0.2
14-1	osc core	170	81	0.48	<0.0001	0.7444 ± 0.0070	35.3597 ± 0.5970	0.3445 ± 0.0048	3587 ± 26	3683 ± 22	-1.7
15-1	homogeneous	154	128	0.83	<0.0001	0.8394 ± 0.0079	45.1989 ± 0.7622	0.3905 ± 0.0055	3929 ± 28	3873 ± 21	0.9
16-1	osc core	160	79	0.49	<0.0001	0.8195 ± 0.0077	44.8875 ± 0.7566	0.3972 ± 0.0055	3859 ± 28	3899 ± 21	-0.7
16-2	osc core	113	52	0.46	<0.0001	0.8148 ± 0.0348	43.7104 ± 2.8266	0.3891 ± 0.0189	3842 ± 125	3867 ± 75	-0.4
16-3	osc core	208	100	0.48	<0.0001	0.8215 ± 0.0351	42.6195 ± 2.7538	0.3763 ± 0.0183	3866 ± 125	3817 ± 75	0.8
17-1	osc core	168	104	0.62	<0.0001	0.7981 ± 0.0082	42.2771 ± 0.6638	0.3842 ± 0.0046	3782 ± 29	3848 ± 18	-1.1
18-1	osc core	199	154	0.77	<0.0001	0.8116 ± 0.0083	42.5414 ± 0.6658	0.3802 ± 0.0045	3831 ± 30	3832 ± 18	0.0
19-1	osc core	121	61	0.51	<0.0001	0.7776 ± 0.0080	40.6956 ± 0.6443	0.3796 ± 0.0046	3708 ± 29	3830 ± 18	-2.1
20-1	osc core	171	159	0.93	0.0001	0.8471 ± 0.0087	44.6613 ± 0.7003	0.3824 ± 0.0045	3956 ± 30	3841 ± 18	1.9
21-1	ob-osc core	572	13	0.02	0.0005	0.4187 ± 0.0281	13.5716 ± 1.0407	0.2351 ± 0.0088	2254 ± 129	3087 ± 61	-17.1
22-1	osc core	108	65	0.60	<0.0001	0.8083 ± 0.0542	42.3348 ± 3.2478	0.3799 ± 0.0142	3819 ± 196	3831 ± 58	-0.2
22-2	osc core	222	73	0.33	0.0003	0.7849 ± 0.0526	39.8741 ± 3.0577	0.3684 ± 0.0137	3735 ± 193	3785 ± 58	-0.9
23-1	osc core	214	102	0.48	<0.0001	0.7738 ± 0.0519	42.9196 ± 3.2912	0.4023 ± 0.0150	3695 ± 191	3918 ± 57	-3.8
23-2	osc core	163	87	0.54	<0.0001	0.8393 ± 0.0563	44.5040 ± 3.4131	0.3846 ± 0.0143	3929 ± 200	3850 ± 57	1.3
23-3	ob-osc core	339	69	0.20	<0.0001	0.7094 ± 0.0219	34.3035 ± 1.4325	0.3507 ± 0.0098	3456 ± 83	3710 ± 43	-4.5
23-4	overgrowth	541	155	0.29	0.0004	0.6272 ± 0.0194	28.5774 ± 1.1929	0.3304 ± 0.0093	3139 ± 77	3619 ± 44	-8.7
24-1	ob-osc core	597	189	0.32	<0.0001	0.8109 ± 0.0543	41.0407 ± 3.1462	0.3671 ± 0.0137	3828 ± 196	3779 ± 58	0.8
25-1	osc core	156	85	0.55	<0.0001	0.8529 ± 0.0572	45.7744 ± 3.5106	0.3892 ± 0.0145	3976 ± 202	3868 ± 57	1.8
25-2	osc core	216	154	0.71	<0.0001	0.8836 ± 0.0592	48.8728 ± 3.7475	0.4011 ± 0.0149	4082 ± 206	3913 ± 57	2.8
26-1	osc core	164	91	0.56	0.0002	0.8111 ± 0.0544	41.8668 ± 3.2109	0.3744 ± 0.0140	3829 ± 196	3809 ± 58	0.3
26-2	osc core	149	101	0.68	0.0002	0.8392 ± 0.0562	43.8537 ± 3.3634	0.3790 ± 0.0141	3928 ± 200	3828 ± 58	1.7
26-3	osc core	305	182	0.60	<0.0001	0.8059 ± 0.0249	43.9803 ± 1.8364	0.3958 ± 0.0111	3810 ± 90	3893 ± 43	-1.4
26-4	overgrowth	472	56	0.12	0.0002	0.5289 ± 0.0164	13.6265 ± 0.5693	0.1868 ± 0.0052	2737 ± 69	2715 ± 47	0.5
27-1	osc core	169	90	0.53	<0.0001	0.7991 ± 0.0258	43.7858 ± 2.5911	0.3974 ± 0.0197	3786 ± 93	3899 ± 77	-1.9
27-2	overgrowth	401	74	0.18	<0.0001	0.5937 ± 0.0192	19.0631 ± 1.1276	0.2329 ± 0.0115	3004 ± 78	3072 ± 82	-1.3
28-1	osc core	118	47	0.40	0.0001	0.8135 ± 0.0263	42.4418 ± 2.5132	0.3784 ± 0.0188	3837 ± 94	3825 ± 77	0.2
28-2	overgrowth	416	43	0.10	<0.0001	0.5632 ± 0.0185	14.6299 ± 0.6064	0.1884 ± 0.0047	2880 ± 77	2728 ± 42	3.2
29-1	homogeneous	526	157	0.30	<0.0001	0.7408 ± 0.0239	36.5598 ± 2.1614	0.3580 ± 0.0177	3573 ± 89	3741 ± 77	-2.9
30-1	ob-osc core	129	58	0.45	<0.0001	0.8678 ± 0.0280	46.3266 ± 2.7424	0.3872 ± 0.0192	4027 ± 98	3860 ± 77	2.8
31-1	osc core	191	89	0.47	<0.0001	0.8222 ± 0.0265	44.7187 ± 2.6458	0.3944 ± 0.0196	3868 ± 95	3888 ± 77	-0.3
32-1	osc core	134	70	0.52	<0.0001	0.8106 ± 0.0262	42.0262 ± 2.4880	0.3760 ± 0.0187	3827 ± 94	3816 ± 77	0.2
32-2	osc core	252	119	0.47	<0.0001	0.8164 ± 0.0264	44.7989 ± 2.6497	0.3980 ± 0.0197	3848 ± 94	3901 ± 77	-0.9
32-3	overgrowth	548	30	0.06	0.0001	0.6562 ± 0.0216	25.2111 ± 1.0440	0.2786 ± 0.0070	3252 ± 85	3355 ± 40	-1.9
33-1	ob-osc core	254	52	0.20	<0.0001	0.8166 ± 0.0264	42.5224 ± 2.5151	0.3777 ± 0.0187	3848 ± 94	3822 ± 77	0.4
34-1	osc core	234	142	0.61	<0.0001	0.8508 ± 0.0275	45.4954 ± 2.6910	0.3878 ± 0.0192	3968 ± 96	3863 ± 77	1.8
34-2	overgrowth	378	72	0.19	<0.0001	0.5763 ± 0.0190	17.7964 ± 0.7376	0.2239 ± 0.0056	2934 ± 78	3009 ± 41	-1.5
35-1	osc core	173	101	0.58	<0.0001	0.8257 ± 0.0423	44.1418 ± 2.7878	0.3877 ± 0.0143	3880 ± 151	3862 ± 57	0.3
35-2	overgrowth	383	69	0.18	<0.0001	0.5502 ± 0.0282	14.3305 ± 0.9050	0.1889 ± 0.0070	2826 ± 118	2733 ± 62	2.0
36-1	ob-osc core	183	100	0.55	<0.0001	0.8181 ± 0.0419	44.5797 ± 2.8152	0.3952 ± 0.0146	385		

**Table 3.4 (Continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>c</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)			Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age		
38-1	osc core	122	69	0.57	0.0004	0.8423 ± 0.0432	44.2928 ± 2.7987	0.3814 ± 0.0141	3939 ± 153	3837 ± 57	1.7	
38-2	overgrowth	439	29	0.07	0.0003	0.6351 ± 0.0325	22.3871 ± 1.4132	0.2557 ± 0.0094	3170 ± 130	3220 ± 59	-1.0	
39-1	osc core	103	49	0.48	<0.0001	0.8424 ± 0.0432	45.9183 ± 2.9022	0.3953 ± 0.0146	3939 ± 153	3891 ± 57	0.8	
40-1	osc core	171	78	0.45	<0.0001	0.7992 ± 0.0410	41.7490 ± 2.6368	0.3789 ± 0.0140	3786 ± 149	3827 ± 57	-0.7	
40-2	overgrowth	526	68	0.13	<0.0001	0.5859 ± 0.0193	19.7649 ± 0.8187	0.2447 ± 0.0062	2973 ± 79	3151 ± 40	-3.5	
41-1	osc core	189	105	0.55	<0.0001	0.8491 ± 0.0435	46.5142 ± 2.9372	0.3973 ± 0.0146	3963 ± 154	3899 ± 57	1.1	
42-1	osc core	390	428	1.10	0.0002	0.7919 ± 0.0406	42.0097 ± 2.6514	0.3848 ± 0.0142	3760 ± 148	3851 ± 57	-1.6	
43-1	osc core	158	98	0.62	0.0002	0.8554 ± 0.0116	45.1406 ± 1.9896	0.3827 ± 0.0160	3985 ± 40	3843 ± 65	2.4	
44-1	osc core	110	43	0.39	<0.0001	0.8419 ± 0.0115	42.9382 ± 1.8956	0.3699 ± 0.0155	3937 ± 40	3791 ± 65	2.5	
45-1	ob-osc core	114	44	0.39	<0.0001	0.8214 ± 0.0112	44.2578 ± 1.9534	0.3908 ± 0.0164	3865 ± 40	3874 ± 65	-0.1	
45-2	ob-osc core	113	45	0.40	0.0005	0.8061 ± 0.0110	44.0516 ± 1.9445	0.3964 ± 0.0166	3811 ± 39	3895 ± 65	-1.4	
46-1	ob-osc core	156	57	0.37	<0.0001	0.8118 ± 0.0110	40.8873 ± 1.8026	0.3653 ± 0.0153	3831 ± 39	3772 ± 65	1.0	
47-1	osc core	77	41	0.53	<0.0001	0.8137 ± 0.0112	43.7751 ± 1.9366	0.3902 ± 0.0164	3838 ± 40	3872 ± 65	-0.6	
48-1	ob-osc core	159	73	0.46	0.0003	0.7888 ± 0.0107	39.5844 ± 1.7452	0.3640 ± 0.0153	3749 ± 39	3767 ± 65	-0.3	
49-1	osc core	107	39	0.36	<0.0001	0.8212 ± 0.0112	43.6294 ± 1.9264	0.3853 ± 0.0162	3865 ± 40	3853 ± 65	0.2	
49-2	ob-osc core	488	33	0.07	<0.0001	0.8076 ± 0.0109	39.9364 ± 1.7563	0.3587 ± 0.0150	3816 ± 39	3744 ± 65	1.2	
50-1	osc core	139	54	0.39	<0.0001	0.8104 ± 0.0299	42.3401 ± 1.8239	0.3789 ± 0.0085	3826 ± 107	3828 ± 34	0.0	
51-1	ob-osc core	216	119	0.55	<0.0001	0.8397 ± 0.0309	43.3941 ± 1.8664	0.3748 ± 0.0083	3930 ± 109	3811 ± 34	2.0	
51-2	overgrowth	523	66	0.13	<0.0001	0.5366 ± 0.0198	14.1232 ± 0.6073	0.1909 ± 0.0042	2769 ± 83	2750 ± 37	0.4	
52-1	osc core	167	93	0.56	<0.0001	0.7787 ± 0.0287	41.7429 ± 1.7970	0.3888 ± 0.0087	3712 ± 105	3866 ± 34	-2.6	
53-1	ob-osc core	391	30	0.08	<0.0001	0.6764 ± 0.0249	26.5993 ± 1.1434	0.2852 ± 0.0063	3331 ± 96	3392 ± 35	-1.1	
53-2	overgrowth	526	35	0.07	<0.0001	0.6425 ± 0.0236	23.6829 ± 1.0177	0.2673 ± 0.0059	3199 ± 93	3290 ± 35	-1.7	
54-1	ob-osc core	317	50	0.16	0.0005	0.6893 ± 0.0254	30.6448 ± 1.3177	0.3224 ± 0.0073	3380 ± 98	3581 ± 35	-3.6	
55-1	osc core	240	140	0.58	<0.0001	0.8050 ± 0.0296	41.2219 ± 1.7727	0.3714 ± 0.0083	3807 ± 107	3797 ± 34	0.2	
56-1	osc core	99	51	0.51	<0.0001	0.8620 ± 0.0318	45.3427 ± 1.9557	0.3815 ± 0.0085	4007 ± 111	3838 ± 34	2.9	
57-1	osc core	220	69	0.31	<0.0001	0.7377 ± 0.0272	33.5883 ± 1.4453	0.3302 ± 0.0073	3562 ± 102	3618 ± 35	-1.0	
58-1	osc core	231	132	0.57	<0.0001	0.8722 ± 0.0358	46.1074 ± 2.3858	0.3834 ± 0.0121	4043 ± 124	3845 ± 48	3.4	
59-1	osc core	86	33	0.38	<0.0001	0.8545 ± 0.0351	43.7972 ± 2.2728	0.3717 ± 0.0118	3981 ± 123	3798 ± 49	3.1	
60-1	ob-osc core	69	31	0.45	<0.0001	0.8782 ± 0.0361	44.7685 ± 2.3255	0.3697 ± 0.0117	4063 ± 125	3790 ± 49	4.7	
61-1	ob-osc core	149	63	0.42	<0.0001	0.8253 ± 0.0339	43.8328 ± 2.2704	0.3852 ± 0.0122	3879 ± 121	3852 ± 49	0.5	
62-1	osc core	85	31	0.36	<0.0001	0.8008 ± 0.0329	41.9478 ± 2.1774	0.3799 ± 0.0121	3792 ± 119	3831 ± 49	-0.7	
63-1	osc core	146	64	0.44	<0.0001	0.7903 ± 0.0324	41.1530 ± 2.1320	0.3777 ± 0.0119	3754 ± 118	3822 ± 49	-1.2	
64-1	osc core	162	77	0.47	<0.0001	0.8421 ± 0.0346	43.9026 ± 2.2735	0.3781 ± 0.0119	3938 ± 122	3824 ± 49	1.9	
65-1	osc core	227	86	0.38	<0.0001	0.8006 ± 0.0328	42.3132 ± 2.1898	0.3833 ± 0.0121	3791 ± 119	3845 ± 48	-0.9	
66-1	osc core	190	99	0.52	0.0001	0.7822 ± 0.0321	41.8539 ± 2.1669	0.3881 ± 0.0123	3725 ± 117	3864 ± 48	-2.4	
67-1	osc core	155	107	0.69	<0.0001	0.8791 ± 0.0361	46.6436 ± 2.4154	0.3848 ± 0.0122	4067 ± 125	3851 ± 49	3.7	
68-1	osc core	225	97	0.43	<0.0001	0.8045 ± 0.0364	43.0839 ± 2.3261	0.3884 ± 0.0115	3805 ± 131	3865 ± 45	-1.0	
69-1	osc core	159	56	0.35	<0.0001	0.7951 ± 0.0360	41.9685 ± 2.2675	0.3828 ± 0.0113	3772 ± 130	3843 ± 45	-1.2	
70-1	osc core	84	36	0.42	<0.0001	0.7892 ± 0.0357	41.6420 ± 2.2547	0.3827 ± 0.0114	3750 ± 130	3842 ± 46	-1.6	
71-1	ob-osc core	435	89	0.20	<0.0001	0.8248 ± 0.0373	43.8239 ± 2.3642	0.3854 ± 0.0113	3877 ± 133	3853 ± 45	0.4	
72-1	ob-osc core	128	60	0.47	<0.0001	0.7797 ± 0.0353	39.9329 ± 2.1590	0.3714 ± 0.0110	3716 ± 129	3797 ± 46	-1.4	
73-1	ob-osc core	83	3	0.04	<0.0001	0.7979 ± 0.0361	39.8238 ± 2.1565	0.3620 ± 0.0107	3782 ± 131	3758 ± 46	0.4	
74-1	osc core	108	57	0.53	<0.0001	0.8340 ± 0.0377	44.4630 ± 2.4046	0.3867 ± 0.0114	3910 ± 134	3858 ± 45	0.9	
75-1	osc core	100	8	0.08	0.0002	0.7982 ± 0.0361	40.6682 ± 2.2005	0.3695 ± 0.0110	3783 ± 131	3789 ± 46	-0.1	
75-2	overgrowth	601	30	0.05	0.0007	0.6554 ± 0.0203	27.0022 ± 1.1271	0.2988 ± 0.0084	3249 ± 79	3464 ± 44	-4.0	
76-1	osc core	234	149	0.64	<0.0001	0.7922 ± 0.0358	42.4830 ± 2.2936	0.3890 ± 0.0115	3761 ± 130	3867 ± 45	-1.8	
76-2	overgrowth	548	8	0.01	<0.0001	0.6656 ± 0.0301	26.9316 ± 1.4530	0.2935 ± 0.0086	3289 ± 118	3436 ± 46	-2.7	
77-1	osc core	216	80	0.37	<0.0001	0.7864 ± 0.0450	43.2966 ± 2.9040	0.3993 ± 0.0140	3740 ± 165	3907 ± 54	-2.8	
77-2	overgrowth	499	54	0.11	<0.0001	0.5490 ± 0.0170	15.0151 ± 0.6272	0.1983 ± 0.0056	2821 ± 71	2813 ± 47	0.2	
78-1	osc core	175	112	0.64	<0.0001	0.7806 ± 0.0447	43.6303 ± 2.9271	0.4054 ± 0.0142	3719 ± 164	3929 ± 54	-3.6	
79-1	ob-osc core	251	148	0.59	<0.0001	0.7973 ± 0.0456	44.7015 ± 2.9977	0.4066 ± 0.0142	3779 ± 166	3934 ± 53	-2.6	
79-2	osc core	110	43	0.39	0.0002	0.7156 ± 0.0236	36.1393 ± 1.5010	0.3663 ± 0.0093	3480 ± 89	3776 ± 39	-5.2	
79-3	overgrowth	337	41	0.12	0.0002	0.5527 ± 0.0182	14.1929 ± 0.5886	0.1862 ± 0.0047	2837 ± 76	2709 ± 42	2.7	
80-1	ob-osc core	112	56	0.49	0.0001	0.7772 ± 0.0445	43.4072 ± 2.9143	0.4051 ± 0.0142	3707 ± 163	3928 ± 54	-3.8	
81-1	osc core	61	18	0.30	<0.0001	0.7906 ± 0.0453	41.8748 ± 2.8165	0.3841 ± 0.0135	3755 ± 165	3848 ± 54	-1.6	
82-1	ob-osc core	261	174	0.67	0.0001	0.7612 ± 0.0436	43.3250 ± 2.9054	0.4128 ± 0.0144	3649 ± 161	3956 ± 53	-5.2	
83-1	osc core	85	56	0.65	<0.0001	0.8202 ± 0.0470	44.2466 ± 2.9724	0.3913 ± 0.0137	3861 ± 169	3876 ± 54	-0.3	
84-1	ob-osc core	175	75	0.43	<0.0001	0.8251 ± 0.0472	46.0371 ± 3.0884	0.4047 ± 0.0142	3878 ± 169	3927 ± 54	-0.8	
85-1	osc core	141	74	0.53	<0.0001	0.8007 ± 0.0458	45.4765 ± 3.0518	0.4119 ± 0.0144	3792 ± 166	3953 ± 54	-2.7	
85-2	osc core	200	127	0.64	0.0001	0.8040 ± 0.0265	43.2933 ± 1.7945	0.3905 ± 0.0098	3804 ± 95	3873 ± 38	-1.2	
85-3	osc core	93	39	0.42	0.0011	0.7855 ± 0.0259	42.0058 ± 1.7451	0.3879 ± 0.0098	3737 ± 94	3863 ± 39	-2.2	
86-1	ob-osc core	158	48	0.30	<0.0001	0.7567 ± 0.0433	36.4958 ± 2.4492	0.3498 ± 0.0122	3632 ± 161	3706 ± 54	-1.3	
87-1	osc core	120	48	0.40	<0.0001	0.8496 ± 0.0537	45.0458 ± 3.5925	0.3846 ± 0.0187	3964 ± 190	3850 ± 75	1.9	
88-1	osc core	99	50	0.51	<0.0001	0.8623 ± 0.0545	44.5012 ± 3.5502	0.3743 ± 0.0182	4009 ± 192	3809 ± 76	3.4	
89-1	osc core	70	4	0.06	<0.0001	0.7396 ± 0.0468	38.6466 ± 3.0863	0.3790 ± 0.0185	3569 ± 176	3828 ± 76	-4.5	
90-1	overgrowth	378	37	0.10	<0.0001	0.5481 ± 0.0346	14.1887 ± 1.1311	0.1878 ± 0.0091	2817 ± 146	2723 ± 82	2.0	
91-1	ob-osc core	128	49	0.38	<0.0001	0.8597 ± 0.0544	46.7372 ± 3.7270	0.3943 ± 0.0192	3999 ± 191	3887 ± 75	1.9	
92-1	osc core	144	69	0.48	<0.0001	0.8202 ± 0.0519	41.3078 ± 3.2939	0.3653 ± 0.0177	3861 ± 186	3772 ± 76	1.5	
93-1	osc core	190	78	0.41	<0.0001	0.8292 ± 0.0524	43.3666 ± 3.4569	0.3793 ± 0.0184	3893 ± 187	3829 ± 75	1.1	
94-1	ob-osc core	560	12	0.02	<0.0001	0.7633 ± 0.0482	34.9968 ± 2.7882	0.3325 ± 0.0161	3656 ± 179	3629 ± 76	0.5	
95-1	ob-osc core	182	84	0.46	<0.0001	0.7833 ± 0.0495	42.3256 ± 3.3742	0.3919 ± 0.0190	3729 ± 182	3878 ± 75	-2.5	
96-1	overgrowth	496	40	0.08	<0.0001	0.5449 ± 0.0344	14.2939 ± 1.1393	0.1903 ± 0.0092	2804 ± 145	2744 ± 82	1.2	
97-1	osc core	274	137	0.50	<0.0001	0.8636 ± 0.0735	44.2496 ± 4.9142	0.3716 ± 0.0265	4013 ± 259	3798 ± 112	3.7	
98-1	ob-osc core	216	20	0.09	<0.0001	0.7601 ± 0.0647	38.8025 ± 4.3098	0.3702 ± 0.0264	3645 ± 241	3772 ± 113	-2.6	
99-1	ob-osc core	326	9	0.03	<0.0001	0.7062 ± 0.0601	29.3327 ± 3.2577	0.3013 ± 0.0215	3444 ± 231	3491 ± 115	-0.6	
100-1	overgrowth	410	38	0.09	<0.0001	0.5718 ± 0.0487	15.8814 ± 1.7640	0.2014 ± 0.0144	2915 ± 203	2838 ± 121	1.6	
101-1	ob-osc core	126	74	0.59	<0.0001	0.8157 ± 0.0695	44.4650 ± 4.9401	0.3954 ± 0.0282	3845 ± 251	3892 ± 112	-0.8	
102-1	osc core	201	87	0.43	0.0002	0.7873 ± 0.						

**Table 3.4 (Continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>†</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.* <sup>‡</sup> (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
105-2	overgrowth	157	97	0.62	<0.0001	0.8090 ± 0.0250	44.0621 ± 1.8422	0.3950 ± 0.0111	3821 ± 90	3890 ± 43	-1.2
106-1	osc core	116	42	0.36	<0.0001	0.7996 ± 0.0681	42.0487 ± 4.6721	0.3814 ± 0.0272	3788 ± 249	3837 ± 112	-0.8
106-2	overgrowth	333	66	0.20	<0.0001	0.5987 ± 0.0185	20.4136 ± 0.8530	0.2473 ± 0.0069	3025 ± 75	3167 ± 45	-2.8
107-1	osc core	70	32	0.46	<0.0001	0.7934 ± 0.0647	42.2009 ± 4.7530	0.3858 ± 0.0300	3765 ± 237	3855 ± 123	-1.5
107-2	overgrowth	797	22	0.03	<0.0001	0.5829 ± 0.0180	20.3032 ± 0.8474	0.2526 ± 0.0071	2960 ± 74	3201 ± 45	-4.7
108-1	osc core	223	107	0.48	<0.0001	0.7822 ± 0.0637	41.2815 ± 4.6448	0.3828 ± 0.0297	3725 ± 235	3843 ± 123	-2.0
109-1	osc core	100	35	0.35	<0.0001	0.7919 ± 0.0645	44.4326 ± 5.0020	0.4069 ± 0.0316	3760 ± 236	3935 ± 122	-3.0
110-1	osc core	720	889	1.23	0.0002	0.7195 ± 0.0586	37.5056 ± 4.2186	0.3781 ± 0.0293	3494 ± 223	3824 ± 123	-5.7
111-1	ob-osc core	298	12	0.04	<0.0001	0.7399 ± 0.0603	35.8214 ± 4.0301	0.3511 ± 0.0273	3570 ± 227	3712 ± 124	-2.5
111-2	ob-osc core	531	109	0.21	<0.0001	0.8114 ± 0.0661	42.2928 ± 4.7573	0.3780 ± 0.0293	3830 ± 240	3824 ± 123	0.1
112-1	osc core	169	116	0.69	<0.0001	0.8398 ± 0.0684	45.3209 ± 5.0998	0.3914 ± 0.0304	3930 ± 244	3876 ± 122	0.9
112-2	overgrowth	297	31	0.10	<0.0001	0.5195 ± 0.0161	13.7583 ± 0.5755	0.1921 ± 0.0054	2697 ± 69	2760 ± 47	-1.3
113-1	ob-osc core	167	98	0.59	<0.0001	0.8346 ± 0.0680	45.1789 ± 5.0839	0.3926 ± 0.0305	3912 ± 243	3881 ± 122	0.5
114-1	osc core	195	62	0.32	<0.0001	0.8257 ± 0.0503	42.6382 ± 3.5805	0.3745 ± 0.0217	3880 ± 180	3810 ± 90	1.2
115-1	ob-osc core	618	5	0.01	<0.0001	0.7446 ± 0.0453	33.5869 ± 2.8193	0.3272 ± 0.0189	3587 ± 170	3604 ± 92	-0.3
116-1	homogeneous	194	142	0.73	<0.0001	0.7948 ± 0.0603	43.1633 ± 3.6246	0.3939 ± 0.0228	3770 ± 176	3886 ± 90	-2.0
117-1	ob-osc core	312	59	0.19	0.0002	0.8016 ± 0.0488	35.9920 ± 3.0218	0.3256 ± 0.0188	3795 ± 177	3597 ± 92	3.5
118-1	ob-osc core	116	79	0.68	0.0002	0.7824 ± 0.0476	42.4874 ± 3.5694	0.3938 ± 0.0228	3726 ± 175	3886 ± 90	-2.7
119-1	osc core	137	79	0.58	<0.0001	0.7840 ± 0.0477	41.4686 ± 3.4833	0.3836 ± 0.0222	3731 ± 175	3846 ± 90	-2.0
120-1	osc core	68	27	0.39	<0.0001	0.7086 ± 0.0432	35.7267 ± 3.0044	0.3657 ± 0.0212	3453 ± 165	3774 ± 91	-5.6
121-1	ob-osc core	229	35	0.15	<0.0001	0.7350 ± 0.0440	35.0039 ± 2.9394	0.3454 ± 0.0200	3552 ± 168	3687 ± 91	-2.4
122-1	ob-osc core	102	49	0.48	<0.0001	0.7773 ± 0.0473	40.9136 ± 3.4378	0.3818 ± 0.0221	3707 ± 174	3839 ± 90	-2.3
123-1	Altered	278	8	0.03	0.0001	0.5304 ± 0.0323	14.6424 ± 1.2300	0.2002 ± 0.0116	2743 ± 137	2828 ± 98	-1.8
124-1	ob-osc core	199	110	0.55	<0.0001	0.8410 ± 0.0527	43.4362 ± 3.5914	0.3746 ± 0.0202	3934 ± 187	3810 ± 84	2.1
125-1	Altered	1080	69	0.06	0.0017	0.3015 ± 0.0189	5.9984 ± 0.4959	0.1443 ± 0.0078	1699 ± 94	2279 ± 96	-14.0
126-1	ob-osc core	174	59	0.33	0.0001	0.7027 ± 0.0440	28.6986 ± 2.3737	0.2962 ± 0.0160	3431 ± 169	3450 ± 86	-0.4
127-1	ob-osc core	331	67	0.20	<0.0001	0.7230 ± 0.0453	33.7544 ± 2.7903	0.3386 ± 0.0183	3507 ± 172	3656 ± 85	-2.7
128-1	osc core	190	121	0.62	0.0003	0.7313 ± 0.0458	33.7018 ± 2.7870	0.3342 ± 0.0180	3538 ± 173	3637 ± 85	-1.7
129-1	ob-osc core	210	90	0.42	<0.0001	0.8316 ± 0.0521	44.3423 ± 3.6661	0.3867 ± 0.0209	3901 ± 186	3858 ± 84	0.7
130-1	ob-osc core	124	61	0.48	0.0001	0.8361 ± 0.0524	44.0174 ± 3.6409	0.3818 ± 0.0206	3917 ± 187	3839 ± 84	1.3
131-1	ob-osc core	268	4	0.01	0.0001	0.7381 ± 0.0463	32.9780 ± 2.7265	0.3240 ± 0.0175	3564 ± 174	3589 ± 85	-0.5
132-1	osc core	80	47	0.56	0.0004	0.6920 ± 0.0434	31.4830 ± 2.6068	0.3300 ± 0.0178	3390 ± 168	3617 ± 85	-4.1
133-1	osc core	129	64	0.48	<0.0001	0.7844 ± 0.0492	40.7211 ± 3.3683	0.3765 ± 0.0203	3733 ± 180	3818 ± 84	-1.5
134-1	homogeneous	161	91	0.56	0.0003	0.7906 ± 0.0260	40.2374 ± 1.6687	0.3691 ± 0.0093	3756 ± 94	3788 ± 39	-0.6
135-1	osc core	533	543	1.02	<0.0001	0.8414 ± 0.0277	45.4174 ± 1.8802	0.3915 ± 0.0098	3936 ± 98	3877 ± 38	1.0
136-1	osc core	104	65	0.62	<0.0001	0.8146 ± 0.0336	43.6558 ± 2.4525	0.3887 ± 0.0148	3841 ± 120	3866 ± 59	-0.4
137-1	osc core	283	109	0.39	<0.0001	0.8478 ± 0.0349	43.3155 ± 2.4299	0.3706 ± 0.0141	3958 ± 123	3794 ± 59	2.8
138-1	ob-osc core	243	180	0.75	<0.0001	0.8882 ± 0.0366	47.1962 ± 2.6478	0.3854 ± 0.0147	4097 ± 126	3853 ± 59	4.1
139-1	osc core	153	40	0.26	0.0003	0.8514 ± 0.0351	42.7755 ± 2.4013	0.3644 ± 0.0139	3971 ± 123	3768 ± 59	3.5
140-1	osc core	113	74	0.66	<0.0001	0.9080 ± 0.0374	47.3684 ± 2.6602	0.3784 ± 0.0144	4165 ± 128	3825 ± 59	5.7
141-1	osc core	174	103	0.60	<0.0001	0.8344 ± 0.0344	41.3699 ± 2.3220	0.3596 ± 0.0137	3911 ± 122	3748 ± 59	2.8
142-1	ob-osc core	258	25	0.10	0.0001	0.8628 ± 0.0355	42.0465 ± 2.3589	0.3534 ± 0.0135	4010 ± 124	3722 ± 59	5.0
143-1	ob-osc core	115	42	0.37	<0.0001	0.8340 ± 0.0344	43.9662 ± 2.4693	0.3823 ± 0.0146	3910 ± 122	3841 ± 59	1.2
144-1	osc core	192	78	0.41	<0.0001	0.8512 ± 0.0350	45.5268 ± 2.5548	0.3879 ± 0.0148	3970 ± 123	3863 ± 59	1.8
145-1	ob-osc core	486	7	0.01	<0.0001	0.7861 ± 0.0310	34.7859 ± 3.2312	0.3209 ± 0.0270	3739 ± 113	3574 ± 136	2.9
146-1	osc core	69	29	0.41	<0.0001	0.8371 ± 0.0332	44.5640 ± 4.1461	0.3861 ± 0.0325	3921 ± 117	3856 ± 133	1.1
147-1	osc core	158	71	0.45	<0.0001	0.8417 ± 0.0333	44.2409 ± 4.1117	0.3812 ± 0.0321	3937 ± 118	3836 ± 133	1.7
148-1	ob-osc core	634	13	0.02	<0.0001	0.7388 ± 0.0292	34.2797 ± 3.1840	0.3365 ± 0.0283	3566 ± 109	3647 ± 135	-1.4
149-1	osc core	86	44	0.51	<0.0001	0.8209 ± 0.0325	43.4011 ± 4.0366	0.3835 ± 0.0323	3863 ± 116	3845 ± 133	0.3
150-1	osc core	145	80	0.55	<0.0001	0.8079 ± 0.0319	43.4600 ± 4.0395	0.3901 ± 0.0328	3817 ± 115	3872 ± 133	-0.9
151-1	osc core	109	41	0.37	<0.0001	0.7355 ± 0.0291	36.1264 ± 3.3594	0.3563 ± 0.0300	3554 ± 109	3734 ± 134	-3.2
152-1	dark-osc core	326	68	0.21	0.0002	0.7608 ± 0.0301	39.8083 ± 3.6982	0.3795 ± 0.0319	3647 ± 111	3830 ± 133	-3.2
153-1	ob-osc core	104	47	0.45	<0.0001	0.7868 ± 0.0311	42.7010 ± 3.9705	0.3936 ± 0.0331	3742 ± 113	3885 ± 133	-2.4
154-1	osc core	178	120	0.67	<0.0001	0.8164 ± 0.0364	43.4288 ± 3.4059	0.3858 ± 0.0249	3848 ± 130	3855 ± 101	-0.1
155-1	osc core	134	116	0.86	<0.0001	0.7618 ± 0.0339	40.9593 ± 3.2134	0.3899 ± 0.0252	3651 ± 125	3871 ± 101	-3.8
156-1	osc core	130	71	0.54	<0.0001	0.8072 ± 0.0360	43.0717 ± 3.3791	0.3870 ± 0.0250	3815 ± 130	3859 ± 101	-0.8
157-1	osc core	89	50	0.56	<0.0001	0.7618 ± 0.0340	38.9746 ± 3.0599	0.3710 ± 0.0240	3651 ± 125	3796 ± 102	-2.5
158-1	osc core	85	10	0.12	<0.0001	0.8022 ± 0.0358	40.1998 ± 3.1561	0.3634 ± 0.0235	3797 ± 129	3764 ± 102	0.6
159-1	osc core	86	48	0.56	0.0003	0.7984 ± 0.0356	45.6690 ± 3.5850	0.4149 ± 0.0268	3783 ± 129	3964 ± 100	-3.0
159-2	osc core	127	69	0.54	0.0005	0.8584 ± 0.0184	44.0730 ± 1.4537	0.3724 ± 0.0093	3995 ± 64	3801 ± 39	3.3
160-1	osc core	130	60	0.46	<0.0001	0.7802 ± 0.0348	42.7403 ± 3.3531	0.3973 ± 0.0257	3718 ± 127	3899 ± 101	-3.1
161-1	osc core	99	48	0.49	<0.0001	0.8082 ± 0.0360	43.4378 ± 3.4091	0.3898 ± 0.0252	3818 ± 130	3870 ± 101	-0.9
162-1	osc core	260	280	1.08	0.0003	0.7489 ± 0.0333	36.3926 ± 2.8535	0.3524 ± 0.0227	3604 ± 124	3718 ± 102	-2.0
163-1	osc core	234	175	0.75	<0.0001	0.8065 ± 0.0359	43.2712 ± 3.3928	0.3892 ± 0.0251	3812 ± 129	3868 ± 101	-0.9
164-1	osc core	115	50	0.44	<0.0001	0.8418 ± 0.0309	44.4086 ± 3.2657	0.3826 ± 0.0244	3937 ± 109	3842 ± 100	1.6
165-1	osc core	212	122	0.58	<0.0001	0.8299 ± 0.0304	45.4497 ± 3.3396	0.3972 ± 0.0253	3895 ± 108	3898 ± 99	-0.1
166-1	ob-osc core	715	15	0.02	<0.0001	0.7387 ± 0.0271	30.4505 ± 2.2362	0.2990 ± 0.0190	3566 ± 101	3465 ± 102	1.8
167-1	osc core	123	85	0.70	<0.0001	0.8430 ± 0.0309	44.1626 ± 3.2472	0.3800 ± 0.0242	3941 ± 109	3832 ± 100	1.9
168-1	osc core	112	62	0.55	<0.0001	0.8064 ± 0.0296	43.1356 ± 3.1723	0.3880 ± 0.0247	3812 ± 106	3863 ± 100	-0.9
169-1	ob-osc core	445	44	0.10	<0.0001	0.5316 ± 0.0195	13.4276 ± 0.9867	0.1832 ± 0.0117	2748 ± 82	2682 ± 109	1.4
170-1	osc core	173	112	0.65	<0.0001	0.8293 ± 0.0304	44.5158 ± 3.2717	0.3893 ± 0.0248	3893 ± 108	3868 ± 100	0.4
171-1	osc core	157	35	0.22	<0.0001	0.7308 ± 0.0268	36.2023 ± 2.6615	0.3593 ± 0.0229	3536 ± 101	3747 ± 100	-3.7
172-1	osc core	114	52	0.46	<0.0001	0.8264 ± 0.0303	44.6742 ± 3.2853	0.3921 ± 0.0250	3883 ± 108	3879 ± 100	0.1
172-2	osc core	53	21	0.39	<0.0001	0.8355 ± 0.0180	45.5100 ± 1.5105	0.3951 ± 0.0100	3915 ± 63	3890 ± 39	0.4
172-3	osc core	109	3	0.03	0.0003	0.8808 ± 0.0189	44.6475 ± 1.4737	0.3676 ± 0.0092	4072 ± 65	3782 ± 39	5.0
173-1	ob-osc core	889	4	0.00	<0.0001	0.6596 ± 0.0242	27.1485 ± 1.9936	0.2985 ± 0.0190	3266 ± 95	3462 ± 102	-3.6
174-1	osc core	136	76	0.56	0.0002	0.8290 ± 0.0216	45.3357 ± 2.0049	0.3966 ± 0.0142	3892 ± 77	3896 ± 55	-0.1
174-2	osc core	274	151	0.55	<0.0001	0.8653 ± 0.0185	46.5660 ± 1.5321	0.3903 ± 0.0098	4019 ± 64	3872 ± 38	2.5
174-3	osc core	110	52	0.48	<0.0001	0.8500 ± 0.0182	46.2936 ± 1.5279	0.3950			

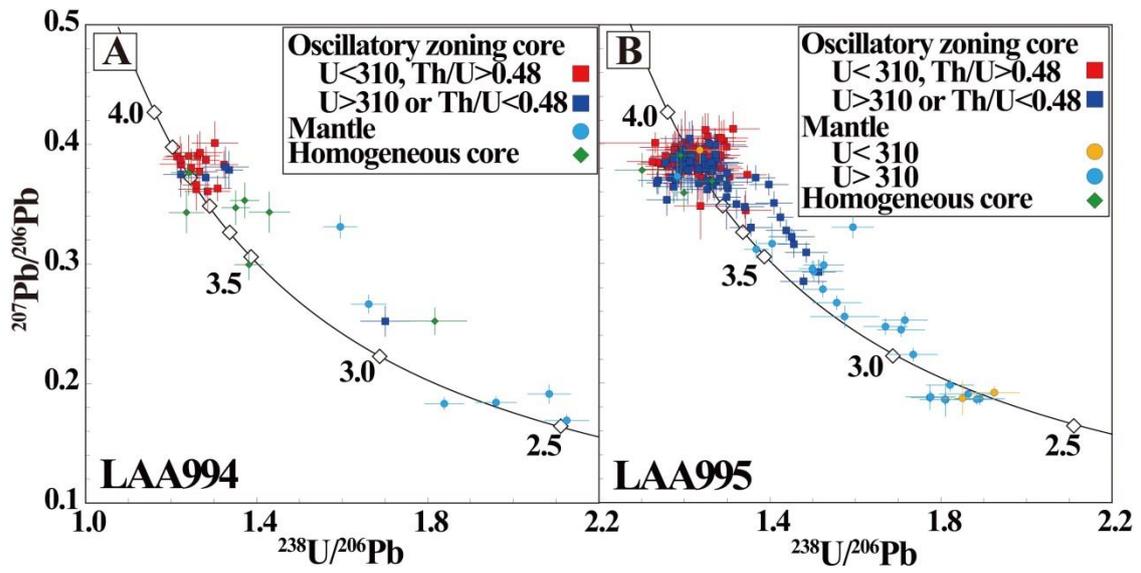
**Table 3.4 (Continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>†</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
176-1	osc core	124	57	0.46	<0.0001	0.8349 ± 0.0218	45.0487 ± 1.9929	0.3913 ± 0.0140	3913 ± 77	3876 ± 55	0.6
177-1	osc core	284	41	0.15	<0.0001	0.6869 ± 0.0179	29.9448 ± 1.3223	0.3162 ± 0.0113	3371 ± 69	3551 ± 56	-3.3
178-1	osc core	99	39	0.40	<0.0001	0.7951 ± 0.0208	43.8946 ± 1.9444	0.4004 ± 0.0143	3772 ± 75	3911 ± 55	-2.4
179-1	ob-osc core	510	60	0.12	<0.0001	0.5364 ± 0.0139	13.8048 ± 0.6095	0.1866 ± 0.0067	2769 ± 59	2713 ± 60	1.2
180-1	ob-osc core	292	37	0.13	<0.0001	0.5337 ± 0.0139	13.5099 ± 0.5977	0.1836 ± 0.0066	2757 ± 59	2686 ± 60	1.5
181-1	ob-osc core	647	5	0.01	<0.0001	0.6605 ± 0.0172	26.6882 ± 1.1769	0.2931 ± 0.0104	3269 ± 67	3434 ± 56	-3.1
182-1	osc core	110	44	0.40	<0.0001	0.7853 ± 0.0205	42.3945 ± 1.8771	0.3916 ± 0.0140	3736 ± 74	3877 ± 55	-2.4
183-1	osc core	135	104	0.77	<0.0001	0.7972 ± 0.0284	43.0144 ± 2.9546	0.3913 ± 0.0230	3779 ± 103	3876 ± 91	-1.7
184-1	osc core	158	73	0.46	<0.0001	0.8010 ± 0.0285	46.5982 ± 2.7881	0.3676 ± 0.0216	3793 ± 103	3782 ± 92	0.2
185-1	osc core	107	68	0.64	0.0003	0.8176 ± 0.0291	44.1347 ± 3.0329	0.3915 ± 0.0230	3852 ± 104	3877 ± 92	-0.4
186-1	osc core	180	83	0.46	<0.0001	0.7994 ± 0.0284	42.0658 ± 2.8882	0.3817 ± 0.0224	3787 ± 103	3838 ± 92	-0.9
187-1	osc core	184	143	0.77	<0.0001	0.8125 ± 0.0289	43.4236 ± 2.9812	0.3876 ± 0.0228	3834 ± 104	3862 ± 92	-0.5
188-1	osc core	340	140	0.41	<0.0001	0.7899 ± 0.0281	42.3504 ± 2.9058	0.3889 ± 0.0228	3753 ± 102	3867 ± 91	-1.9
189-1	osc core	118	80	0.68	<0.0001	0.7910 ± 0.0282	43.0018 ± 2.9546	0.3943 ± 0.0232	3757 ± 102	3887 ± 91	-2.2
190-1	osc core	84	52	0.61	<0.0001	0.8004 ± 0.0285	42.8107 ± 2.9439	0.3879 ± 0.0228	3790 ± 103	3863 ± 92	-1.2
191-1	osc core	89	44	0.49	0.0024	0.7900 ± 0.0282	41.9273 ± 2.8828	0.3849 ± 0.0226	3753 ± 102	3851 ± 92	-1.7
192-1	osc core	152	86	0.56	<0.0001	0.8169 ± 0.0291	44.8318 ± 3.0787	0.3980 ± 0.0234	3850 ± 104	3902 ± 91	-0.9
193-1	osc core	146	75	0.51	<0.0001	0.7747 ± 0.0077	38.7201 ± 1.7593	0.3625 ± 0.0161	3698 ± 28	3760 ± 69	-1.1
194-1	osc core	141	39	0.28	<0.0001	0.8778 ± 0.0087	46.6048 ± 2.1169	0.3850 ± 0.0171	4062 ± 30	3852 ± 69	3.6
195-1	osc core	56	29	0.52	<0.0001	0.7994 ± 0.0082	42.1872 ± 1.9263	0.3827 ± 0.0170	3787 ± 30	3843 ± 69	-1.0
196-1	osc core	117	87	0.75	0.0002	0.8144 ± 0.0082	43.7022 ± 1.9867	0.3892 ± 0.0173	3840 ± 29	3868 ± 69	-0.5
197-1	overgrowth	385	49	0.13	<0.0001	0.5548 ± 0.0055	14.1296 ± 0.6415	0.1847 ± 0.0082	2845 ± 23	2696 ± 75	3.1
198-1	overgrowth	173	30	0.17	<0.0001	0.6501 ± 0.0065	22.4497 ± 1.0207	0.2504 ± 0.0111	3229 ± 25	3188 ± 72	0.8
199-1	overgrowth	435	63	0.14	0.0005	0.5832 ± 0.0057	15.0100 ± 0.6812	0.1867 ± 0.0083	2962 ± 23	2713 ± 75	5.2
200-1	osc core	180	121	0.67	<0.0001	0.8553 ± 0.0085	45.0670 ± 2.0458	0.3822 ± 0.0169	3984 ± 30	3840 ± 69	2.4
201-1	osc core	114	71	0.62	<0.0001	0.8668 ± 0.0087	45.1686 ± 2.0533	0.3779 ± 0.0168	4024 ± 30	3823 ± 69	3.4
202-1	osc core	312	185	0.59	<0.0001	0.8504 ± 0.0084	42.8153 ± 1.9416	0.3652 ± 0.0162	3967 ± 29	3771 ± 69	3.4
203-1	osc core	113	68	0.60	<0.0001	0.8024 ± 0.0224	42.0913 ± 2.1847	0.3805 ± 0.0167	3798 ± 81	3834 ± 68	-0.6
204-1	osc core	401	242	0.60	<0.0001	0.8684 ± 0.0242	44.3305 ± 2.2955	0.3702 ± 0.0162	4030 ± 84	3792 ± 68	4.1
205-1	osc core	113	54	0.48	0.0012	0.7761 ± 0.0217	36.1302 ± 1.8758	0.3376 ± 0.0148	3703 ± 79	3652 ± 69	0.9
206-1	osc core	253	31	0.12	<0.0001	0.7259 ± 0.0202	33.1690 ± 1.7190	0.3314 ± 0.0145	3518 ± 76	3623 ± 69	-1.9
207-1	osc core	196	113	0.58	<0.0001	0.8375 ± 0.0233	44.7229 ± 2.3179	0.3873 ± 0.0169	3922 ± 82	3860 ± 68	1.0
208-1	osc core	102	38	0.37	<0.0001	0.8116 ± 0.0227	42.8248 ± 2.2234	0.3827 ± 0.0168	3831 ± 81	3842 ± 68	-0.2
209-1	osc core	236	93	0.39	<0.0001	0.8359 ± 0.0233	45.1096 ± 2.3373	0.3914 ± 0.0171	3916 ± 82	3876 ± 67	0.7
210-1	ob-osc core	565	3	0.01	<0.0001	0.7656 ± 0.0213	33.9775 ± 1.7592	0.3219 ± 0.0141	3665 ± 78	3579 ± 69	1.5
211-1	osc core	223	152	0.68	0.0001	0.9171 ± 0.0255	46.4445 ± 2.4065	0.3673 ± 0.0160	4196 ± 86	3780 ± 68	7.1
212-1	osc core	117	46	0.39	<0.0001	0.8547 ± 0.0238	45.0244 ± 2.3363	0.3820 ± 0.0167	3982 ± 83	3840 ± 68	2.4
213-1	osc core	168	48	0.29	<0.0001	0.7020 ± 0.0150	32.7968 ± 1.0815	0.3388 ± 0.0085	3428 ± 57	3657 ± 39	-4.1
213-2	ob-osc overgrowth	724	4	0.01	<0.0001	0.7310 ± 0.0156	31.4534 ± 1.0338	0.3121 ± 0.0078	3537 ± 58	3531 ± 39	0.1
214-1	osc core	100	53	0.53	<0.0001	0.7888 ± 0.0169	42.0022 ± 1.3876	0.3862 ± 0.0097	3749 ± 61	3856 ± 38	-1.8
214-2	ob-osc overgrowth	541	18	0.03	<0.0001	0.6669 ± 0.0143	27.1800 ± 0.8938	0.2956 ± 0.0074	3294 ± 55	3447 ± 39	-2.8
215-1	osc core	76	27	0.36	<0.0001	0.7683 ± 0.0258	38.4400 ± 1.6810	0.3629 ± 0.0102	3674 ± 95	3762 ± 43	-1.5
216-1	osc core	116	69	0.59	0.0002	0.8113 ± 0.0272	43.5946 ± 1.9029	0.3897 ± 0.0109	3829 ± 97	3870 ± 43	-0.7
217-1	osc core	139	19	0.14	0.0003	0.7318 ± 0.0245	37.5268 ± 1.6377	0.3719 ± 0.0104	3540 ± 92	3799 ± 43	-4.5
218-1	osc core	205	66	0.32	0.0001	0.6952 ± 0.0233	31.4138 ± 1.3700	0.3277 ± 0.0092	3403 ± 89	3606 ± 44	-3.7
219-1	osc core	220	117	0.53	<0.0001	0.8392 ± 0.0281	44.4715 ± 1.9385	0.3843 ± 0.0107	3928 ± 99	3849 ± 43	1.3
220-1	osc core	82	44	0.53	<0.0001	0.7782 ± 0.0261	41.9338 ± 1.8328	0.3908 ± 0.0110	3710 ± 95	3874 ± 43	-2.8
221-1	osc core	114	9	0.08	<0.0001	0.7891 ± 0.0264	39.8255 ± 1.7387	0.3661 ± 0.0102	3750 ± 96	3775 ± 43	-0.4
222-1	osc core	107	77	0.72	<0.0001	0.8141 ± 0.0273	44.1368 ± 1.9270	0.3932 ± 0.0110	3839 ± 98	3883 ± 43	-0.7
223-1	osc core	319	71	0.22	<0.0001	0.7456 ± 0.0250	35.7241 ± 1.5567	0.3475 ± 0.0097	3591 ± 93	3696 ± 43	-1.8
224-1	osc core	843	10	0.01	<0.0001	0.6735 ± 0.0225	28.7271 ± 1.2510	0.3094 ± 0.0086	3319 ± 87	3518 ± 44	-3.6
225-1	osc core	151	63	0.42	0.0003	0.7693 ± 0.0233	39.8328 ± 1.4217	0.3755 ± 0.0071	3678 ± 85	3814 ± 29	-2.3
226-1	osc core	168	97	0.58	0.0007	0.7976 ± 0.0242	43.7260 ± 1.5598	0.3976 ± 0.0075	3780 ± 87	3900 ± 29	-2.0
227-1	osc core	112	70	0.63	<0.0001	0.7661 ± 0.0232	39.3713 ± 1.4070	0.3727 ± 0.0071	3666 ± 85	3803 ± 29	-2.4
228-1	osc core	130	76	0.58	<0.0001	0.8271 ± 0.0251	45.3528 ± 1.6190	0.3977 ± 0.0075	3886 ± 89	3900 ± 29	-0.2
229-1	osc core	152	92	0.61	0.0011	0.7424 ± 0.0225	38.3196 ± 1.3678	0.3744 ± 0.0071	3579 ± 84	3809 ± 29	-4.0
230-1	osc core	154	66	0.43	<0.0001	0.8355 ± 0.0253	44.8716 ± 1.6009	0.3895 ± 0.0073	3915 ± 90	3869 ± 29	0.8
231-1	osc core	127	66	0.52	0.0001	0.7936 ± 0.0241	42.6148 ± 1.5217	0.3895 ± 0.0074	3766 ± 87	3869 ± 29	-1.8
232-1	osc core	171	87	0.51	0.0002	0.7700 ± 0.0233	42.2321 ± 1.5066	0.3978 ± 0.0075	3681 ± 86	3901 ± 29	-3.8
233-1	osc core	160	98	0.61	<0.0001	0.8100 ± 0.0245	43.4781 ± 1.5512	0.3893 ± 0.0073	3825 ± 88	3868 ± 29	-0.7
234-1	osc core	112	50	0.45	<0.0001	0.7698 ± 0.0233	38.8205 ± 1.3873	0.3658 ± 0.0069	3680 ± 86	3774 ± 29	-1.6

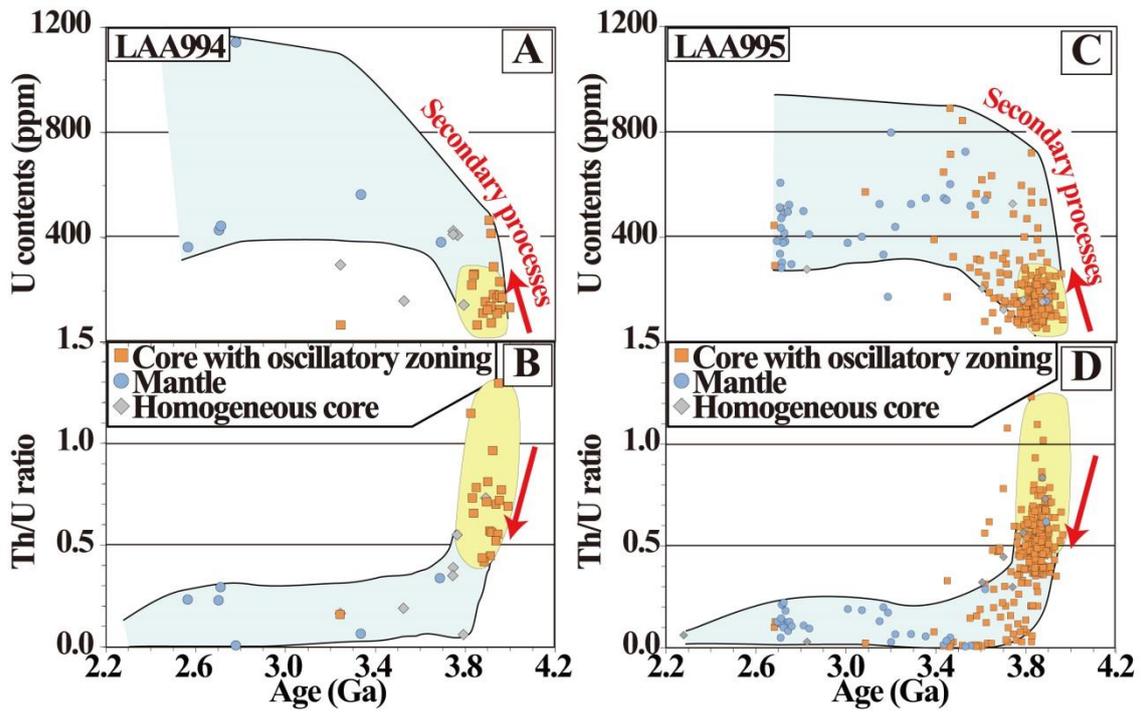
<sup>†</sup> Internal structures in Cathodoluminescence images, osc: oscillatory zoning, ob-osc: obscure oscillatory zoning, overgrowth: mantle domain and overgrowing rim, homogeneous: dull structure

\* Common Pb corrected using <sup>204</sup>Pb

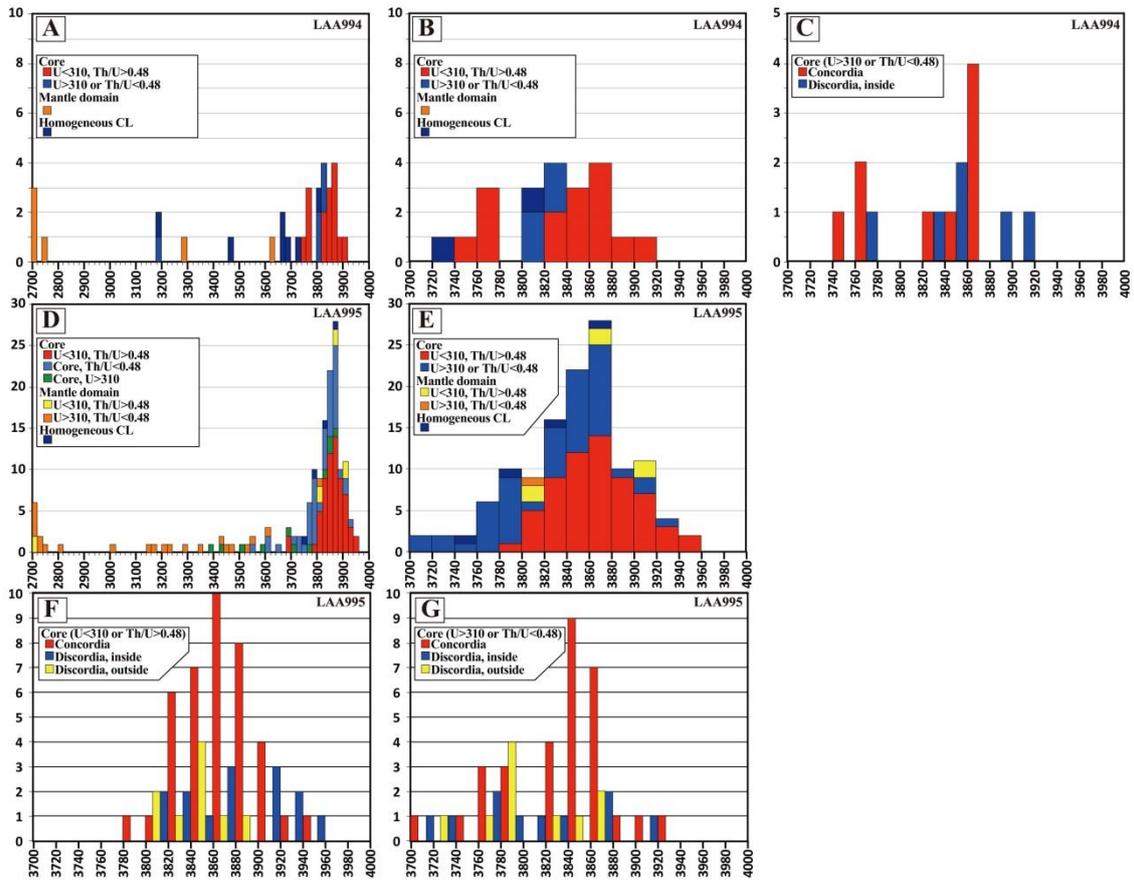
\*\* Discordance is defined by following equation; discordance (%) = [(<sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U age)/(<sup>207</sup>Pb\*/<sup>235</sup>U age)-1] × 100



**Fig. 3.6** Terra-Wasserberg plots of spot analyses of the zircons from LAA994 (A) and LAA995 (B), respectively.



**Fig. 3.7** Compositional variations of the zircons along with their Pb-Pb ages for LAA994 (A, B) and LAA995 (C, D), respectively. (A, C) Uranium content vs. Pb-Pb age diagrams for the LAA994 and LAA995 zircons, respectively. The U contents increase with decreasing their ages, indicating the post-magmatic recrystallization increases the U contents and decreases their ages or spots with high U contents are susceptible to Pb loss due to the radiogenic damage. (B, D) Th/U ratio vs. Pb-Pb age diagrams for the LAA994 and LAA995 zircons, respectively. The ratios decrease with decreasing their ages, indicating the post-magmatic recrystallization decreases the Th/U ratios and ages or spots with high U contents are susceptible to Pb loss due to the radiogenic damage.



**Fig. 3.8** Age distribution of zircon spots from the LAA994 and LAA995, respectively. (A, D) Histograms of the ages of the analytical spots, grouped into four or six groups, in the zircons from the LAA994 and LAA995, respectively. The mantle domains and some zircons with dark and structureless Cathodoluminescence images suffered from post-magmatic recrystallization and possess young ages. On the other hand, the cores with clear oscillatory zoning, low U contents and high Th/U ratios preserve their older ages. (B, E) The magnification of the (A) and (D), respectively. (C, F, G) Histograms of the ages of the analytical spots on or off the concordia lines. The oldest age of spots on the concordia line from the LAA994 and LAA995 samples are  $3873 \pm 70$  and  $3953 \pm 54$  Ma, respectively.

## 3.4 考察

### 3.4.1 カソードルミネッセンス像観察とジルコン組成に基づく LAA995 トーナ ル岩質片麻岩の原岩年代の拘束

サグレック岩体のジルコン U-Pb 年代に関しては, SHRIMP や ID-TIMS を用いた多くの先行研究がある (Baadsgaard et al., 1979; Collerson, 1983; Krogh and Kamo, 2006; Nutman and Collerson, 1991; Schiøtte et al., 1989a; Schiøtte et al., 1989b; Schiøtte et al., 1990; Schiøtte et al., 1992; Wanless et al., 1979). またそれに関連して, ジルコン内部構造の観察および記載は, 1980 年代後半以降, 主にインヘリテッド (inherited) コアの区分に用いられてきた. しかし, それら観察および記載は反射と透過光下のみで行われており (Krogh and Kamo, 2006; Schiøtte, 1989; Schiøtte et al., 1989a; Schiøtte et al., 1989b; Schiøtte et al., 1992), コア, マントル, およびリムの領域の認識は可能であるが, 累帯構造のような詳細な内部構造の観察, 記載はされていない. CL 像観察と U-Pb 年代との併用は 1990 年代から一般的なものとなり (例えば, Cavosie et al., 2004; Iizuka et al., 2006; Nutman et al., 2000; Whitehouse et al., 1999; Wilde et al., 2001), 上記 3 つの領域のみではなく, 累帯構造のようなその内部構造の詳細な観察と記載も可能となった.

火成ジルコンは, ホストマグマの分別結晶の間, 希土類元素 (REE) 量の特に Dy (例えば, Kempe et al., 1996; Mariano, 1978) や Gd と Tb (Ohnenstetter et al., 1991) の変動に起因して明瞭なオシラトリー累帯構造をもつ. 一方で, 変成による領域は, ジルコンの部分溶融による過成長 (overgrowth) と固相の再結晶や置換の二つの異なるプロセスに起因する (Claesson, 1987; Pidgeon, 1992; Rubatto and Gebauer, 1996; van Breemen et al., 1987; Vavra et al., 1996). それら変成ジルコンの CL 像は, 均質, 暗い, 弱い CL 発光 (不鮮明な構造), 弱い斑状累帯構造等の規則的な累帯構造の欠如によって特徴付けられる (例えば, Rubatto and Gebauer, 1996). 結果として, CL 像観察によりコア, マントル, およびリムの認識やそれら同士の関係だけでなく, CL 発光の強度や累帯構造の明瞭度によってその領域が火成起源か変成起源か判断することが可能である. さらに, 一般的に火成起源のジルコンは低いウラン含有量と高い Th/U を持つのに対し, 変成起源ジルコンは高いウラン含有量と低い Th/U によって特徴づけられる (Hoskin and Schaltegger, 2003).

先行研究では, ジルコンの顕微鏡による透過光や反射光観察, ウラン含有量および Th/U 比に基づきジルコンを分類した (例えば, Schiøtte et al., 1989b). それによると, ジルコンは顕微鏡下の組織に基づき, 均質かつ丸みを帯びたインヘリテッド (inherited) なコア, 自形で累帯構造を示す火成作用により成長したと解釈される中間部, 変成作用により過成長 (overgrowth) したと考えられるリムの 3 つの領域に識別されることを示した. 自形で累帯構造を示す火成領域 (中間部) は中程度の Th/U をもち, より古いジルコンは比較的低いウラン含有量を示す一方で, 変成により過成長 (overgrowth) した

リムは火成領域よりも高い Th/U 比をもつ。しかし、Uivak 片麻岩中のジルコンの変成による過成長領域の Th/U 比には、火成領域よりも高い Th/U 比を有するものと低い Th/U 比を有する 2 つのタイプがある。その変動については詳しく言及されていない。それらのコアのウラン含有量は 89-107 ppm, Th/U 比は 0.32-0.88 の範囲である。先行研究では、コアはインヘリテッドであるとし、自形で火成構造と解釈されるマントル領域から得られたおよそ 3.73 Ga を Uivak 片麻岩の原岩年代と解釈した (Schjøtte et al., 1989b)。

本研究での CL 像観察, U および Th 含有量, およびジルコン年代の結果は先行研究とは異なる。花崗岩質片麻岩から得られたほとんどのジルコンは、オシラトリー累帯構造をもつコア、弱い CL 発光を伴う均質なマントル、および強い CL 発光を伴う薄いリムの 3 つの領域を示す (Fig. 3.4 および 3.5)。特に CL 像からは、LAA994 の #20 や #21 などのいくつかのコアを除き、明瞭なオシラトリー累帯構造をもつコアを整合的に取り囲む暗く均質な、もしくは弱い累帯構造のマントルをもつことが観察できる (Fig. 3.4 および 3.5)。不明瞭なオシラトリー構造のマントル部は、それらが高度変成作用を起源とすることを示している。マントルは弱く不鮮明な累帯構造をもつが、多くの場合、それら累帯構造はコア内部のオシラトリー累帯構造と調和的である。つまり、マントル部は火成熟イベント後に均質部分の形成、元素移動が生じたことを示している。マントルの U-Pb 年代は様々で、ディスコーディアラインを形成し、それは 2.7 Ga でコンコーディアラインと交わる (lower intersection する)。交点の 2.7 Ga は、均質なジルコン (#90-1, #169-1, #180-1) から得られた年代と同じであり、およそ 2.7 Ga の後期太古代変成作用の年代 (Schjøtte et al., 1989a) と一致する。

ジルコンのウラン含有量および Th/U 比はジルコンの起源に制約を与えることができ、一般的に、火成ジルコンは低いウラン含有量と高い Th/U をもつ一方で、変成ジルコンは高いウラン含有量と低い Th/U をもつとされ (Hoskin and Schaltegger, 2003), Schjøtte et al. (1989b) が示した解釈とは対照的である。今回得られたマントルおよび均質なコアからのデータは、高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつ (Fig. 3.7)。LAA995 ジルコンの 350 点以上のウラン含有量および Th/U 比の分析結果、年代とともにそれらが系統的に変化していくことを示している (Fig. 3.7C および D)。ジルコンの低いウラン含有量と高い Th/U 比の領域は火成起源であるのに対し、高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつコアやマントルは火成作用の熱イベント後に形成もしくは再結晶したものであることを示している。先行研究では、マントルは火成イベントにより形成されたと解釈されてきたが (Krogh and Kamo, 2006; Schjøtte, 1989; Schjøtte et al., 1989a; Schjøtte et al., 1989b; Schjøtte et al., 1990; Schjøtte et al., 1992), CL 像観察, 化学組成, および年代の組み合わせによる結果は、マントルは二次的に形成された領域であることを示している。低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつコアは、火成 (原岩) 年代を比較的良く保持していることが多く (Fig. 3.6B, 3.7C および D), コンコーディアライン上にプロットされるいくつかのコアの年代は 3.9 Ga 以前のものであり、最も古いもので 3953 Ma である (Fig.

3.5, 3.6B および 3.8F). CL 像の詳細な観察は様々な重要な解釈を提供する. いくつかのジルコン試料は, インヘリテッドコアの存在を示しており (例えば, #5, #7, #8, #38, #40, #73, #76, #97, #106, #108, #113, #121, #143, #149, #183, #191, #202, #229), その部分は 3.7-3.8 Ga の比較的若い年代を持ち, 後に再結晶した部分と解釈される. コア内部のオシラトリー累帯構造がマンツルの累帯構造によって切られている例はないが, コアのオシラトリー累帯構造の連続性がマンツルで不明瞭になっている例 (例えば, #4, #6, #82, #159) や累帯構造が不明瞭 (dull structure) なマンツル部によって覆われている例 (例えば, #89, #104, #112, #165, #168, #178, #189, #190, #216) は認められる.

3.9 Ga 以前の年代を示す異質, 均質, または暗いコア (例えば, #23, #77, #82, #84, #226, #232) はインヘリテッド粒子に由来している可能性があるが, その周囲のオシラトリー累帯構造の部分からも 3.9 Ga 以前の年代が得られている (#4, #25, #32, #79, #85, #175, #228). さらに, 分析値はコンコーディアラインから離れているものの, オシラトリー累帯構造の外側部分の分析点 (#80, #109, #178) からも 3.9 Ga 以前の年代が得られている. それらは, 低いウラン含有量と高い Th/U 比の分析点が 3.4-3.8 Ga 間にコンコーディアライン上に分布しないことを説明するのに非常に重要である (Fig. 3.6B). いくつかの例外 (例えば, #1-1, #6-1, #9-2, #14-1) はあるものの, 3.4-3.8 Ga 間のジルコンの CL 像は変成作用影響を受けた特徴を示し, U-Pb 分析値はおよそ 3.9 Ga から 2.7 Ga のディスコーディアライン上に沿って分布する (Fig. 3.6B). さらに, 3.86-3.89 Ga の年代をもつジルコン (#118, #166, #190, #220) も CL 像下では変成起源に特徴的である均質, 不明瞭な構造をもち, Itsaq Gneiss 複合岩帯の Isukasia テレーン中の変成ジルコン (Nutman et al., 2007) と類似する. ジルコンの組成と年代の多様性は部分的な再結晶作用や元素移動によるものと考えられ, 特に高いウラン含有量をもつ領域は, 自身の放射能による影響を受けやすく, 放射性起源 Pb の蓄積も相対的に多いため元素移動による影響が大きい. そのためコンコーディアライン上にプロットされず, ディスコーディアラインを形成することが多い.

本研究において, AA995 から得られたジルコンの CL 像観察, 微量元素組成, 年代の包括的な解釈は, 先行研究にあったジルコンのマンツル領域が原岩年代を示すという結論を何ら支持しておらず, 火成作用によって形成されたジルコンのコアが原岩の年代を示すものであった. さらに, 比較的若い年代は高いウラン含有量に起因した Pb の損失によってもたらされることを示している. 結果, LAA995 の原岩のトータル岩質マグマは 3.9 Ga 以前に形成された可能性が高いことが示されたが, 本研究での年代値は大きな誤差があるため将来的に更なる分析 (特に誤差の評価) が必要となる.

### 3.4.2 複数の珪長質マグマ活動と地殻のリワーキング

本研究では、Locality A の露頭において7つの苦鉄質および珪長質の火成活動の世代（ジェネレーション）を識別した（Fig. 3.1 および 3.2）。試料 LAA994 および LAA995 は、それぞれ7つ目（最も若い）および3つ目の世代であり、年代は  $3869 \pm 63$  および  $3953 \pm 54$  Ma である。この露頭において、最も古いおよび次いで古い世代は苦鉄質組成をもつため、3世代目の LAA995 試料は最も古い珪長質の岩石である。これら試料中のジルコンのマントル部は形成後に熱イベントを被っている。それに関連してジルコンのコアには高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつものも存在し、コンコーディアライン上にプロットされる年代値は 3.84-3.88 Ga に明瞭なピークをもつ（Fig. 3.8G）。年代分布は、その間に大きな（強い）熱イベントがあったことを示しており、およそ 3869 Ma の年代をもつ7世代目のマグマ活動（貫入）の時期と一致する。また、LAA995 のジルコンには CL 像下で均質または不明瞭な構造をもつコアがあり（#118, #166, #190, #220）、3.86-3.89 Ga の年代をもつ。この年代はおおよそ 3.87 Ga の7世代目の貫入時に、これらジルコンが部分的に Pb の損失を被った（若返った）ものであることを示している。コンコーディアライン上にプロットされる低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつジルコンも、3.86-3.88 Ga の同様のピークをもつ。この年代分布は、低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつジルコンでさえ Pb の損失があったことを示している。一方、LAA994 には分析値がコンコーディアラインから離れた位置にプロットされるジルコンが含まれている（Fig. 3.6A）。#20 粒子のコアは、3世代目の片麻岩（LAA995）と同等もしくはわずかに若い 3913 Ma の Pb-Pb 年代をもち、CL 像でインヘリテッドコアを有する（Fig. 3.4）。LAA995 に相当するインヘリテッドジルコンの存在は、LAA995 が LAA994 よりも古いことを示す明らかな証拠であり、LAA995 の年代の下限値を 3.87 Ga に制約するものである。一般的に、ジルコンは変成や熱イベントに対して耐性を持っているとされているが、多くのジルコンは Pb の損失により若い年代を示す。これらは重要なプロセスである地殻の再形成や消費の証拠の一つを示しているものである（Iizuka et al., 2009; Iizuka et al., 2010; Komiya, 2011）。

本研究では、上述したように約 3.9 Ga を超える古い片麻岩の存在を示し、また、Locality A の詳細な記載においては5つの珪長質マグマ活動があったことを明らかにし、その最も若い活動はおおよそ 3870 Ma に生じたことを示した。要約すると、Uivak 片麻岩はおおよそ 3.9-3.87 Ga の複数世代の火成作用によって形成されたものである。LAA994 および LAA995 はともにトータル岩質の組成に属する（Fig. 3.3G）が、Nanok 片麻岩は鉄に富むモンゾ閃緑岩に属する（Regelous and Collerson, 1996）。従って、本研究では、本地域で未定義の最も古いトータル岩質片麻岩を Iqaluk（イヌイット語で「char」）片麻岩と名付けることとする。

### 3.4.3 世界最古の表成岩類

最古の岩石については未だ議論の余地が残っている (Mojzsis et al., 2014) が, 現在のところ, カナダ北部アカスタ片麻岩類から得られている 4.03 Ga が最古の岩石年代とされている (Bowring and Housh, 1995; Bowring and Williams, 1999; Iizuka et al., 2007; Reimink et al., 2014). アカスタ片麻岩類は, 花崗岩質片麻岩類によって構成され, 表成岩類は存在しない. 近年, O'Neil et al. (2008) は,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  擬似 (pseudo) アイソクロン年代によりカナダの Nuvvuagittuq 表成岩帯の年代が 4.38 Ga まで遡ることを示した. しかしながら, その  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  擬似 (pseudo) アイソクロン年代の解釈については大きな論争となっている (Andreasen and Sharma, 2009; O'Neil et al., 2008; O'Neil et al., 2009; O'Neil et al., 2012; Roth et al., 2013). 一方, Nuvvuagittuq 表成岩帯を切る産状を示すトロニエム岩質片麻岩類からは,  $3751\pm 10$  Ma (Cates and Mojzsis, 2007) と  $3817\pm 16$  Ma (David et al., 2009) の比較的若いジルコン年代が得られているため, Nuvvuagittuq 表成岩帯中に冥王代地殻が存在しているか否かについては決着がついていない. 従って, 現状で信頼性が高い最古の表成岩類は, Itsaq Gneiss 複合岩類中の Akilia 表成岩類 (association) であり, 特に Akilia 島の石英-輝石-磁鉄鉱岩は 3.83 Ga の年代をもつ (Manning et al., 2006; Mojzsis and Harrison, 2002a; Nutman et al., 1996; Nutman et al., 1997). St John's Harbour South の地質は, 表成岩帯が明らかに Iqaluk-Uivak 片麻岩によって切られる, もしくは, 片麻岩類中に取り込まれている産状を示す (Fig. 3.1). 表成岩類と周囲の花崗岩質片麻岩類との地質関係は, 表成岩類が約 3.9 Ga の珪長質マグマの貫入以前に形成されたことを示している. 本地域の地質および岩石年代は, サグレック岩体の表成岩類が世界で最も古く, 冥王代地殻および表層環境解読のために非常に重要な情報をもたらす可能性が高いことを示している.

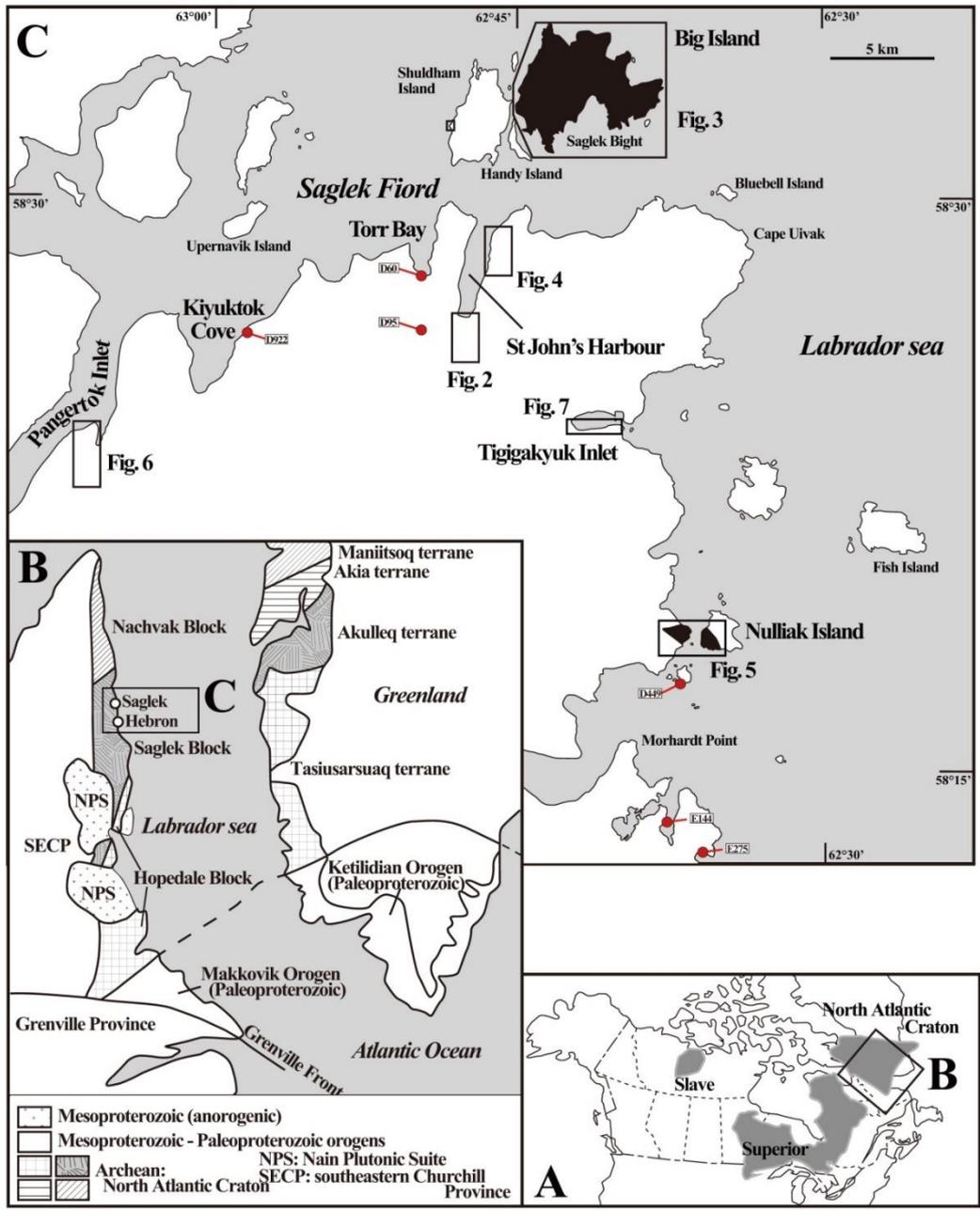
### 3.5 結論

サグレック岩体は North Atlantic Craton の最西端に位置し、花崗岩質片麻岩類と表成岩類から構成される。本研究では、St John's Harbour フィヨルドの主に南岸沿いにおいて、地質、年代、および地球化学的な再調査を行った。野外での産状は、表成岩帯が Iqaluk-Uivak 片麻岩やサグレック岩脈によって切られており、すべての表成岩類は最初期 Nulliak 表成岩帯に属することを示している。露頭における詳細な記載により、本地域には少なくとも 7 世代の苦鉄質および珪長質マグマ活動があったことが明らかになった。今回、その露頭の産状から定義された最も古いおよび最も若いトータル岩質片麻岩類に含まれるジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像観察、U-Pb 年代および地球化学的測定を行った。明瞭なオシラトリー累帯構造、低いウラン含有量、高い Th/U 比をもつジルコンのコアの分析点は、3953 Ma から 3797 Ma のコンコーディアライン上にプロットされ、最も古い年代値は  $3953 \pm 54$  Ma、古い 6 点の平均値は  $3920 \pm 49$  Ma である。一方で、若い花崗岩質片麻岩から得られたジルコンの古い 4 点の平均年代は  $3869 \pm 63$  Ma である。それら年代は露頭における産状と整合的であり、最も古い花崗岩質片麻岩は最初期太古代のおよそ 3.9 Ga 以前に形成されたことを示している。本研究ではそれら古い花崗岩質片麻岩を Iqaluk 片麻岩と名付けることとする。Nulliak 表成岩帯は Iqaluk-Uivak 片麻岩に切られる（貫入されている）産状を示すため、表成岩帯は約 3.9 Ga よりも古く、世界最古の表成岩帯である可能性が高い。ただし、Iqaluk 片麻岩類の年代にはまだ大きな不確実性があるため、将来的により正確なデータの取得が必要である。

## 第4章 カナダ・サグレック岩体・Saglek-Hebron 地域に分布する花崗岩質片麻岩類の年代と地殻のリワーキング

### 4.1 概説

サグレック岩体は表成岩類と複数世代の花崗岩質片麻岩類によって構成される。それらの岩相と地質の詳細は、第2章および第3章を参照されたい。本研究では、Saglek-Hebron 地域 (Fig. 4.1) の後述する各地域から採取した花崗岩質片麻岩類や堆積岩類のジルコン U-Pb 年代測定を行い、サグレック岩体の火成年代について考察した。



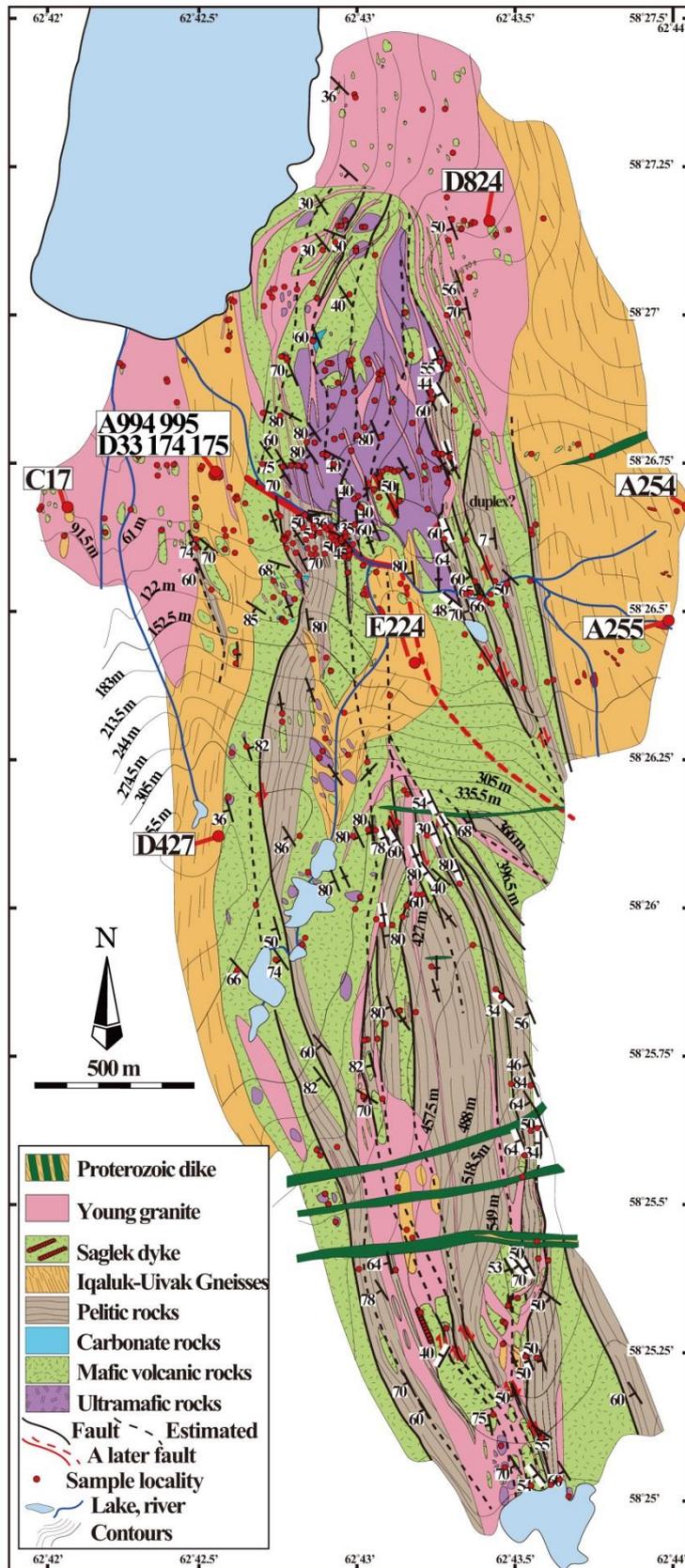
**Fig. 4.1** (A) Distribution of the Archean cratons in northern North America. The Saglek Block of the northern Labrador, Canada is a part of the North Atlantic Craton. The box shows location of (B). (B) Distribution of the Archean terranes in the western part of the North Atlantic Craton (modified from Wasteneys et al., 1996). The Archean rocks are present in the both sides of the Labrador Sea, and the Saglek Block is equivalent to the Akulleq terrane in the West Greenland (Bridgwater and Schiøtte, 1991). The box shows location of our study area (C). (C) A map of the Saglek-Hebron area, showing our studied areas.

## 4.2 サグレック岩体における各地域の地質概要と試料採取地点

以下に 6 地域の地質概要と試料採取地点を示す。

### 4.2.1 St John's Harbour South の地質と年代分析試料

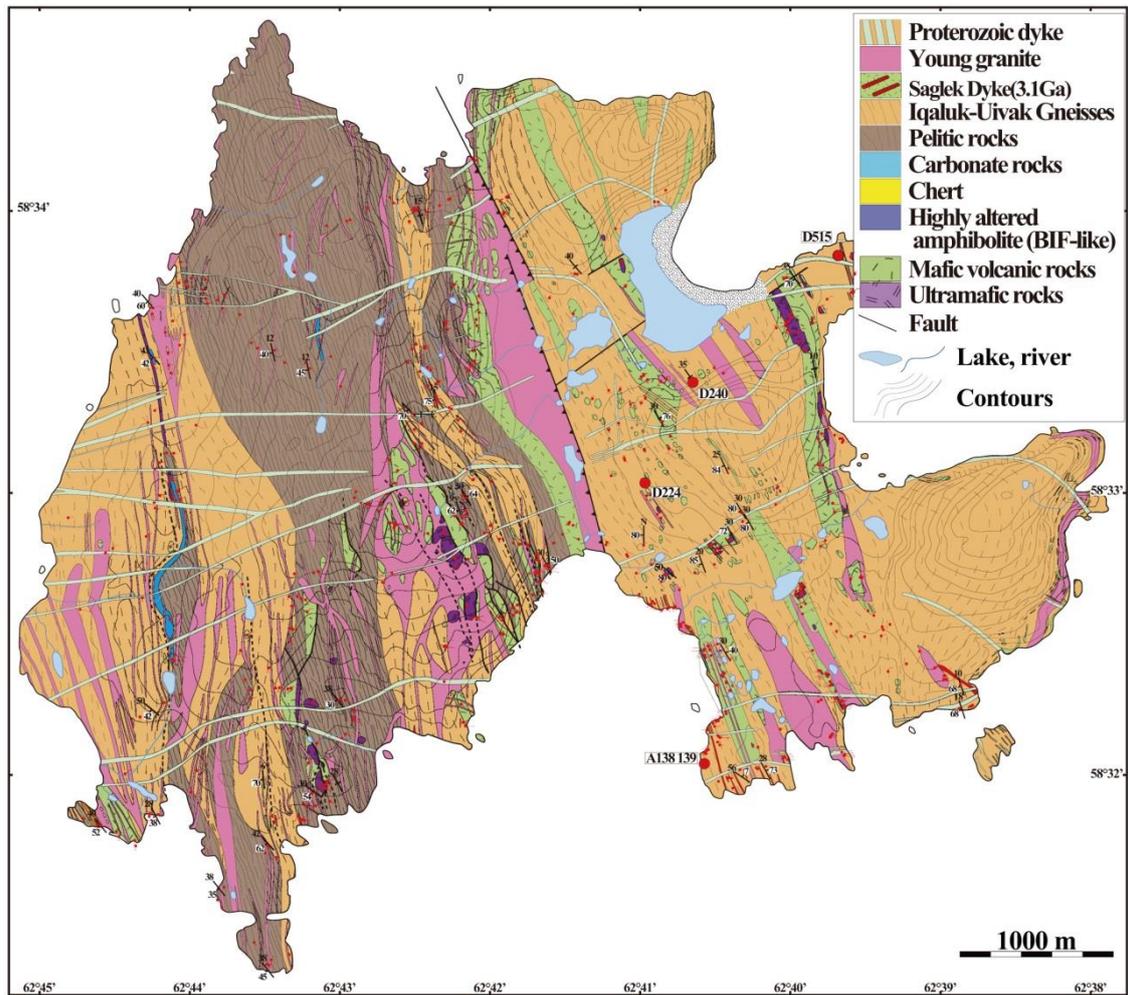
Figure 4.2 は St John's Harbour 南部域の詳細な地質図を示したもの (Fig. 4.1C) で, NS 系の走向をもつ表成岩類, Iqaluk-Uivak 片麻岩, 花崗岩質および原生代苦鉄質貫入岩が分布する。以後, St John's Harbour South と呼ぶこととする。表成岩帯は, 超苦鉄質岩類, 苦鉄質岩類, 泥質岩, 炭酸塩岩から構成される。苦鉄質岩および泥質岩は主に NWN の走向を持ち, 西に急傾斜する。Iqaluk-Uivak 花崗岩質片麻岩体は, トーナル岩質から花崗岩質であり, 複数の火成活動 (世代) があったことを示す。表成岩帯は, 斜長石の巨晶で特徴づけられるサグレック岩脈によって貫入される。また, 表成岩帯は本地域の中央部のいくつかの地点において Iqaluk-Uivak 片麻岩にも貫入されており, 西部および東部域では表成岩類が Iqaluk-Uivak 片麻岩に取り込まれる産状を示す。表成岩類は, 後の広域変成作用や花崗岩質岩の貫入による強い変形作用を受けているが, 様々なスケールのデュープレックス構造を認めることができる (Komiya et al., 2015)。それら表成岩帯は多くの断層によってテクトニックブロックとして存在している。超苦鉄質岩は 2 つのブロックのみに存在し, 主に苦鉄質岩帯の下部に集中する。ブロックの内部は下位より超苦鉄質岩類, 苦鉄質岩類, 泥質岩である。本研究では, 本地域より 650 試料の花崗岩質片麻岩類と表成岩類を採取した。西部の Uivak 片麻岩の貫入岩から 6 試料 (LAA994, LAA995, LAD33, LAD174, LAD175, D427), 東部から 2 試料 (LAA254 and LAA255), 中央部の貫入岩から 1 試料 (LAE224), 若い花崗岩質貫入岩に取り込まれた花崗岩質片麻岩類から 2 試料 (LAC17, LAD824) 選択し, 年代測定を行った。



**Fig. 4.2** A geological map of St John's Harbour South. The area is composed of the supracrustal rocks, Iqaluk-Uivak Gneisses, Saglek dyke, young granite intrusion and the Proterozoic mafic dikes. The supracrustal rocks form a NS-trending belt, and are intruded by the Iqaluk-Uivak Gneisses and subsequent Saglek dykes. The supracrustal belt is composed of fault-bounded blocks with similar lithostratigraphy from mafic rocks with/without ultramafic blocks to pelitic rocks each other. The faults merge to the south.

#### 4.2.2 Big Island の地質と年代分析試料

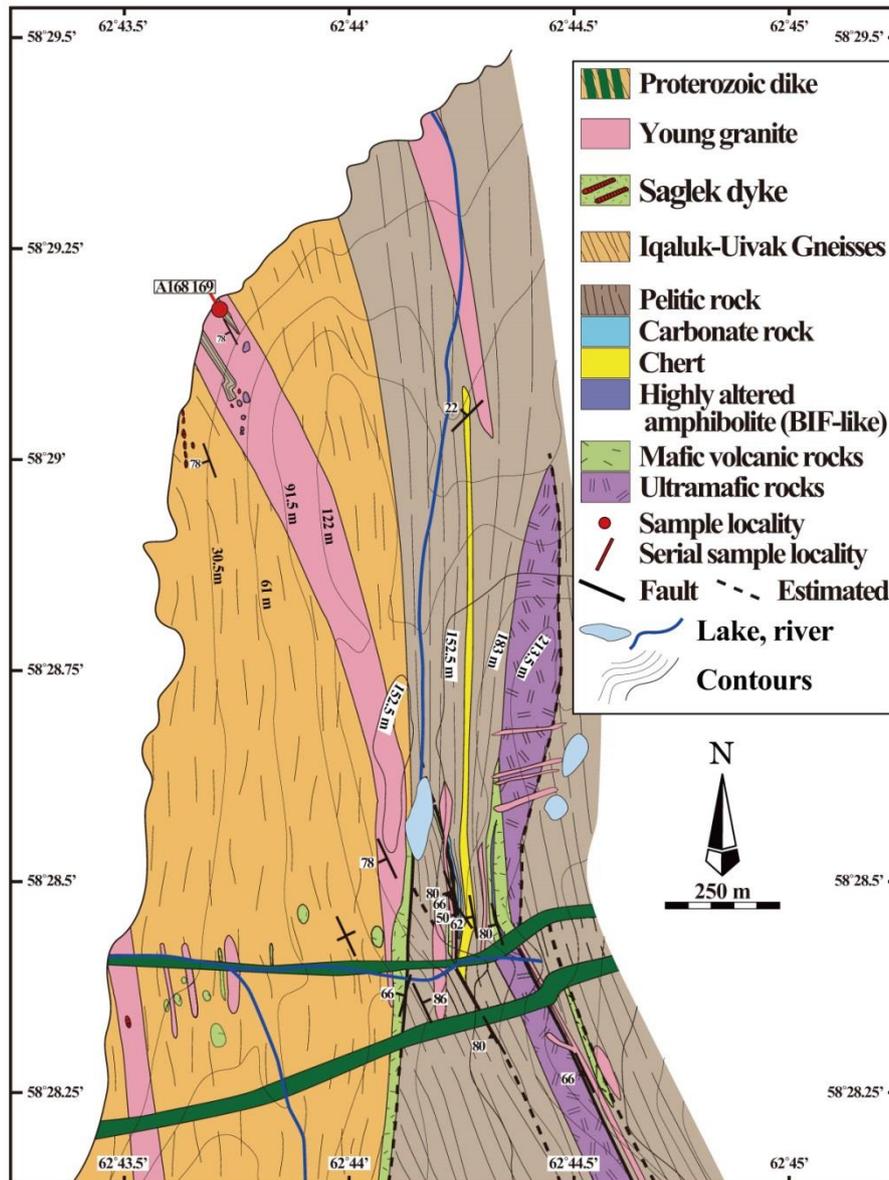
Big Island (Fig. 4.3) は St John's Harbour South (Fig. 4.1C) の北方延長であり、東部の整然 (コヒーレント) なユニットと西部の泥質岩に富むユニットで構成され、NS 系の断層で分けられる (Komiya et al., 2015). 本地域は表成岩類や花崗岩質片麻岩類で構成され、それらは NS 系のトレンドをもつ花崗岩質岩や EW 系の原生代苦鉄質岩脈によって貫入される (Bridgwater et al., 1975; Collerson and Bridgwater, 1979; Collerson et al., 1976a; Ryan and Martineau, 2012). 先行研究において表成岩類は、碎屑岩類が卓越すること、BIF が認められないことから Upernavik 表成岩類に区分されてきた (Bridgwater and Schiøtte, 1991). また、東部の花崗岩質片麻岩類については、サグレック岩脈の貫入を受けていることから Uivak 片麻岩とされている一方で、西部および中央部のそれについては、サグレック岩脈が欠如することから約 3200 Ma の年代をもつ Lister 片麻岩とされてきた (Bridgwater et al., 1975; Collerson and Bridgwater, 1979; Collerson et al., 1976). しかしながら、最近の研究によると、サグレック岩脈は東部のみでなく西部や中央部でも認められることが示されている (Komiya et al., 2015). さらに、BIF やチャートが東部域で、炭酸塩岩も西部域にて認められている。超苦鉄質岩類は、泥質岩や花崗岩質貫入岩中にブロックとして、または、苦鉄質～超苦鉄質岩体の下部に分布する。炭酸塩岩は 2 つの地域で見られ、層厚は変化に富んでおり、最大 10 m 以上になるところもあるが、走向方向にいくにつれ消滅する。炭酸塩岩層は、純粋な炭酸塩岩から泥質炭酸塩岩、泥質岩へと漸移する。また、特に炭酸塩岩下部層ではドーム状構造を有する (Komiya et al., 2015). 本研究では、本地域 (Big Island) から計 832 試料を採取し、東部域の灰色花崗岩質片麻岩 4 試料の年代測定を行った (Fig. 4.3).



**Fig. 4.3** A geological map of Big Island. The area is subdivided into two parts by a NS-trending fault. The eastern side is composed of the supracrustal rocks, Uivak Gneisses, Saglek dykes, young granite intrusions and the Proterozoic mafic dikes. The supracrustal rocks form NS-trending belts, and are intruded by the Uivak Gneisses and subsequent Saglek dykes. The supracrustal rocks contain ultramafic and mafic rocks with subordinate amounts of BIFs and cherts. The western side is predominant in pelitic rocks, and contains ultramafic, mafic and carbonate rocks.

### 4.2.3 St John's Harbour East の地質と年代分析試料

Figure 4.4 は St John's Harbour の北東部を示したもので、St John's Harbour East と呼ぶこととする (Fig. 4.1C). ここでは、Iqaluk-Uivak 片麻岩と表成岩類、それに伴ってサグレック岩脈、花崗岩質貫入岩や原生代苦鉄質岩脈が分布する。Iqaluk-Uivak 片麻岩は、本地域の西側に分布し、サグレック岩脈や花崗岩質岩に貫入される。Iqaluk-Uivak 片麻岩および花崗岩質貫入岩はともに白色を呈し、また、花崗岩質貫入岩は薄くネットワーク状に分布するため、それらを識別することは困難である。表成岩類は、泥質岩、苦鉄質岩、超苦鉄質岩、炭酸塩岩、チャート、礫岩から構成される。炭酸塩岩は、ストロマトライト様のドーム状構造を示す (Komiya et al., 2015)。本地域の表成岩類は泥質岩が卓越するため、Upernavik 表成岩類とみなされてきた (Bridgwater and Schiøtte, 1991; Ryan and Martineau, 2012; Schiøtte et al., 1992) が、サグレック岩脈が存在することから Nulliak 表成岩類に分類されることが明らかとなった。本地域の西側においては、超苦鉄質岩類、苦鉄質岩類、および泥質岩は Iqaluk-Uivak 片麻岩中に散点的に存在する。一方、東側においては、泥質岩が卓越する。超苦鉄質岩体および泥質岩の境界はほとんどの地点において明らかではないが、それら境界は剪断帯を形成することから構造的に接したと解釈できる。苦鉄質岩と泥質岩の境界も、それらが斜交していることから構造的に接したと考えられる。つまり、これら断層によって境されるテクトニックブロックは、下位より超苦鉄質岩、苦鉄質岩、および泥質岩、炭酸岩、チャートのような堆積岩の岩相層序をもつ (Fig. 4.4)。本研究では本地域より 328 試料採取し、内 2 試料の年代測定を行った。LAA168 は灰色片麻岩、LAA169 は灰色片麻岩に貫入される礫岩試料である (Fig. 4.4)。

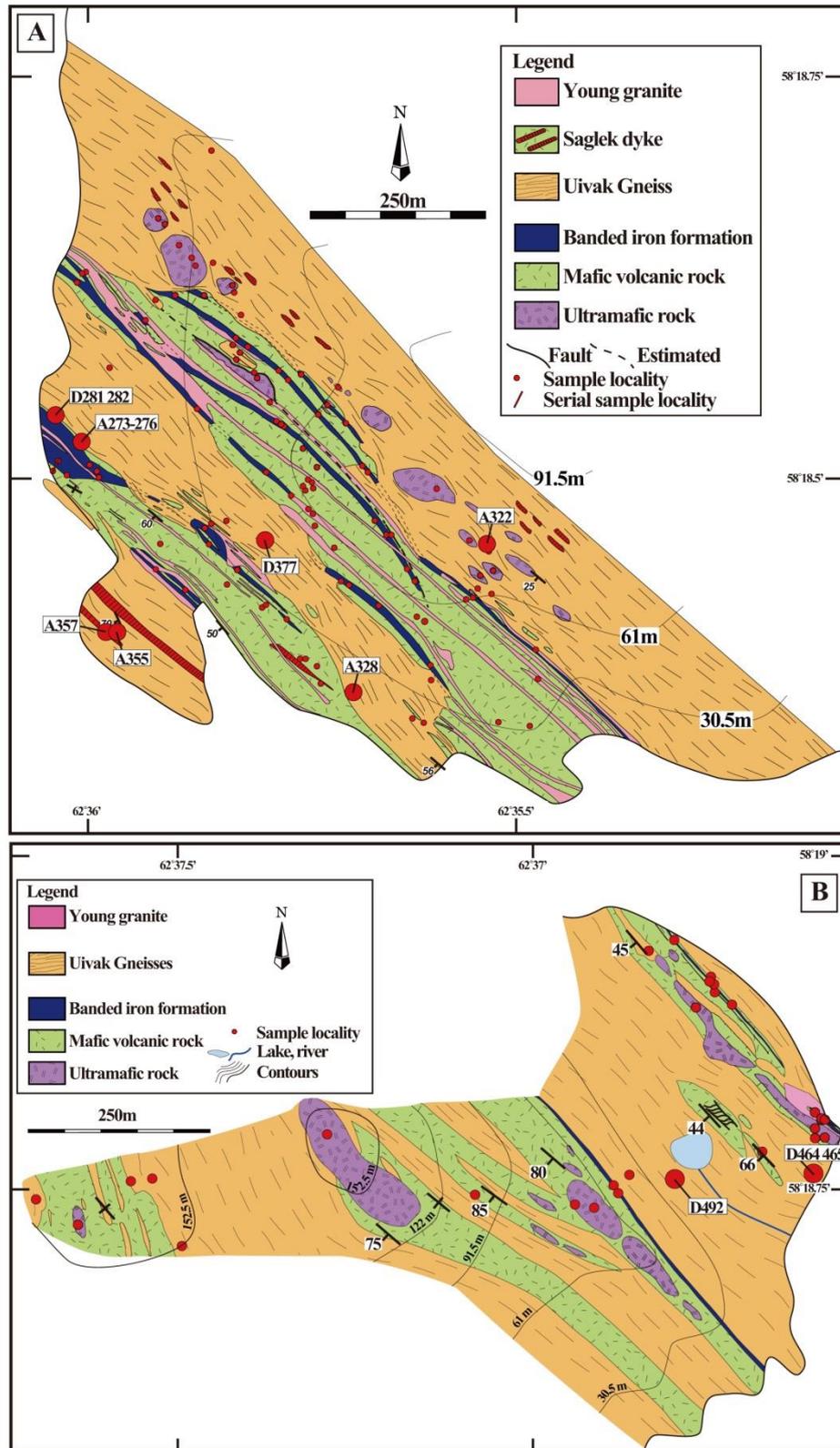


**Fig. 4.4** A geological map of St John's Harbour East (Komiya et al., 2015). NS-trending supracrustal belt and Iqaluk-Uivak Gneisses are present in this area. The supracrustal rocks contain ultramafic and mafic rocks, pelitic rocks, carbonate rocks and cherts.

#### 4.2.4 Nulliak Island 南西部およびその対岸の地質と年代分析試料

Nulliak Island の南西部には、BIF、ざくろ石角閃岩、超苦鉄質岩類を含む表成岩類が分布する (Fig. 4.1 および 4.5A ; Komiya et al., 2015). 表成岩帯は東側および西側ともに Uivak 片麻岩によって境され、中央部では Uivak 片麻岩により貫入される (Fig. 4.5A). 表成岩類および Uivak 片麻岩はサグレック岩脈によって貫入されるため、Nulliak 表成岩類に属するとされている (例えば, Nutman et al., 1989; Ryan and Martineau, 2012). 花崗岩質貫入岩の正確な分布を現すことが困難であるため、その全てを地質図上に示すことは出来ないが、本地域においては南北系のそれら貫入岩が広く分布する. 表成岩類は主に北西—南東系の走向を持ち、西に緩傾斜する. 超苦鉄質岩類は2つの領域で認められ (Fig. 4.5A), また、Uivak 片麻岩の貫入を受け断片化された、少なくとも8層のBIFを発見した. BIF層は苦鉄質岩類を挟在し、様々な厚さを示す. 層厚はBIF分布域の北西部において最大31.5 mに達するが、ほとんどの層準は南東にいくにつれ薄くなり消滅する. 本研究では Nulliak Island から223試料を採取し、内6試料 (LAA273-276, LAD281-282) の年代測定を行った. LAA273試料は暗灰色片麻岩, LAA275, LAD281-282は淡灰色片麻岩, LAA274は花崗岩質貫入岩, LAA276は苦鉄質包有岩である (Fig. 4.5A).

Figure 4.5B は Nulliak Island 対岸の地質図を示したものである (Komiya et al., 2015). 本地域は表成岩類および Uivak 片麻岩が分布しており、それらに北西—南東系のトレンドを持つ花崗岩質岩が貫入する. 表成岩類は BIF, 苦鉄質岩, 超苦鉄質岩類で構成され、Uivak 片麻岩による貫入を受ける (Fig. 4.5B). BIF は2つの領域で認められ、本地域北東部で2層、中央部で1層みられる (Fig. 4.5B). 本地域から61試料採取し、そのうち LAD465 および 492 灰色片麻岩試料の年代測定を行った.



**Fig. 4.5** Geological maps of southwestern part of the Nulliak Island (A) and the opposite side (B).

## 4.2.5 Pangertok Inlet の地質と年代分析試料

Figure 4.6 は Pangertok Inlet 東部の地質図を示しており (Fig. 4.1C), 表成岩類は花崗岩質内部の 2 つの領域に分布している (Komiya et al., 2015; Ryan and Martineau, 2012). 表成岩類や花崗岩質片麻岩類にはサグレック岩脈が貫入していることから, それぞれ Nulliak 表成岩類および Uivak 片麻岩に属しているとされる. 表成岩類および Uivak Gneiss のほとんどは N20°E から 20°W の走向を持ち, 西側では西に, 東側では東に傾斜し, 背斜構造を示す. 表成岩帯は超苦鉄質岩類, 苦鉄質岩類, BIF, チャート, 炭酸塩岩から構成される. 超苦鉄質岩類から苦鉄質岩類は, Uivak 片麻岩中に包有岩として分布する (Fig. 4.6). 超苦鉄質岩類は非常に粗粒であり, かんらん石, 斜方輝石, 単斜輝石, 角閃石を含み, 帯状構造を示す. 炭酸塩岩やチャートは表成岩帯内部に広く分布する. チャートは純粋な白色チャートおよび珪化した炭酸塩岩で構成される. 珪化した炭酸塩岩には緑色の単斜輝石や石英, 角閃石を含む. 炭酸塩岩は主に北北西の走向を持って分布し, 苦鉄質岩類に累重するものも認められる. 7 層の BIF は局所的に存在し, 特に西側においては南にいくにつれ消滅する. BIF は Nulliak Island のそれ (Fig. 4.5) とは対照的に, 苦鉄質岩類に累重せず, 炭酸塩岩やチャートの上位に生じる (Fig. 4.6). BIF は磁鉄鉱, 単斜輝石, 石英で主に構成され, 普通角閃石, 黄鉄鉱を含み, 黒色および白色の帯状構造を示す.

BIF 層および炭酸塩岩とみられる層は, いくつかの地点において分岐構造が認められる (Fig. 4.6). 分岐構造は初生的な構造ではなく, 断層によって生じたものと解釈できる. さらに, 苦鉄質岩類, 炭酸塩岩, BIF から成る同様な岩相層序は, 本地域内で広くみられ, 特に西側において覆瓦構造が観察できる. それら堆積岩類の分岐および覆瓦状構造は, 断層によって境された構造ブロックによって構成されたことを示している. 本研究では本地域から 792 試料を採取し, 2 試料 (LAD273 および LAE69) の灰色片麻岩の年代測定を行った.

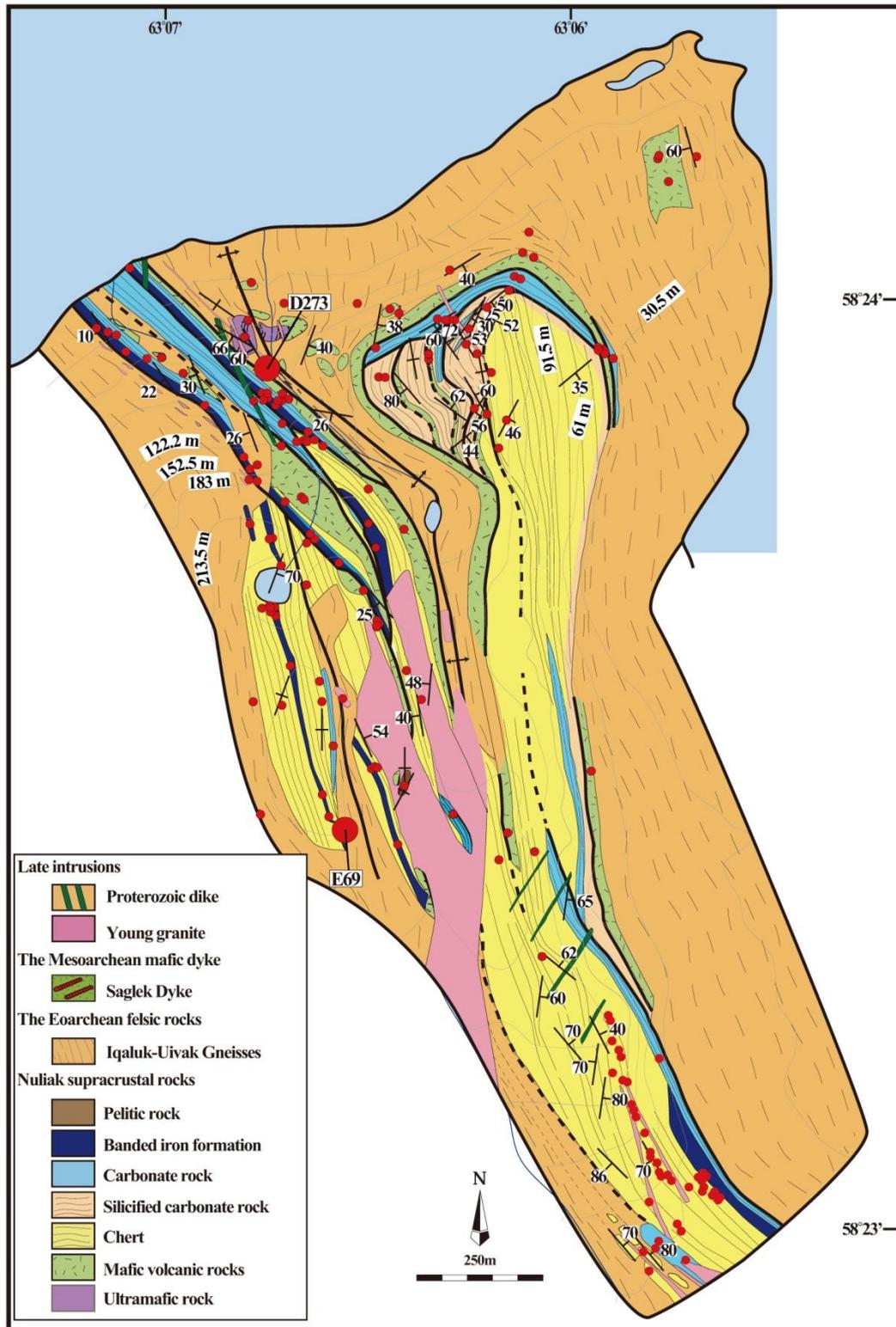
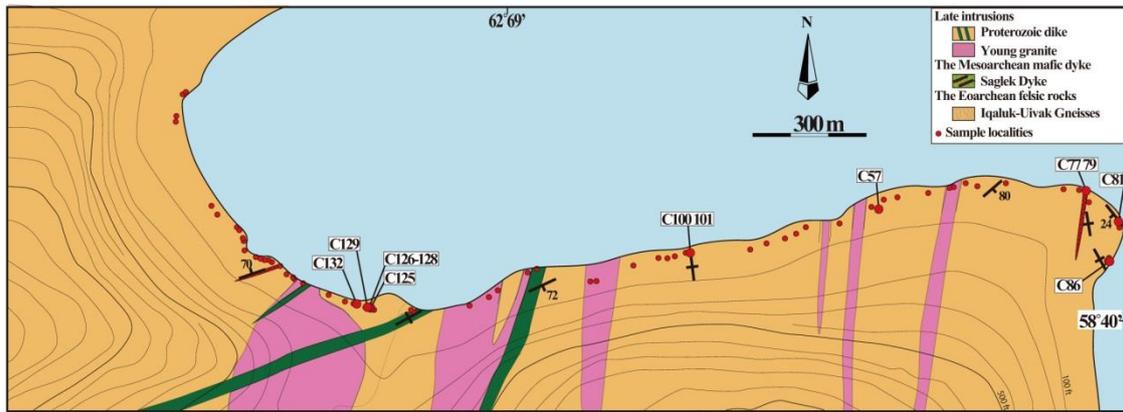


Fig. 4.6 A geological map of the Pangertok Inlet area.

#### 4.2.6 Tigigakyuk Inlet の地質と年代分析試料

Figure 4.7 は Tigigakyuk Inlet 地域の地質図を示したものである。本地域では Uivak 片麻岩が広く分布し、それらをサグレック岩脈、花崗岩、原生代苦鉄質岩脈が貫入する。Uivak 片麻岩は粗粒で強い変形作用を被る。それらは主にカリ長石、石英、斜長石、角閃石、黒雲母から形成される。本研究では本地域から 106 試料を採取し、2 試料 (LAC86 および 125) のジルコン U-Pb 年代測定を行った。LAC86 は Uivak 片麻岩の黒色部もしくは伸長した苦鉄質包有岩、LAC125 は粗粒な灰色片麻岩である。



**Fig. 4.7** A geological map of Tigigakyuk Inlet.

#### 4.2.7 他地域からの年代分析試料

本研究では、上述した 6 地域以外から採取した、主に灰色を呈する花崗岩質片麻岩試料の U-Pb ジルコン年代測定も行った (Fig. 4.1). LAD60 は Torr Bay から、LAD95 は St John's Harbour の南西部から、LAD922 は Kiyuktok Cove から、LAD449 は Ukkalek Island から、LAE144 および 275 は Hebron 地域の北部から採取した試料である.

### 4.3 ジルコン U-Pb 年代分析手法

本研究では、詳細なスケッチマップの作成を行うとともに、サグレック岩体中の表成岩類およびその周囲の花崗岩質片麻岩およそ 3000 試料を採取した。分析手法については、第 3 章の「3.2 年代分析手法」と同様である。

採取した花崗岩質片麻岩試料をジョークラッシャーやサンタリークラッシャーを用いて粉砕した。粉砕した試料から、パンニング、磁選、および重液分離法を経て、実体顕微鏡を用いてジルコンを分離した。磁選にはネオジウム磁石を用いて、磁性をもつ鉱物とともたない鉱物とに分離した。必要に応じて重液分離を行い、分離には SPT 重液（ポリタングステン酸ナトリウム、最高比重 3.1）を用いて、重比重鉱物と軽比重鉱物とに分離した。ジルコンは主にアクリル樹脂（株式会社マルトー、アクリル・ワン#1320）で固定し表面を研磨した。ジルコンの内部構造、包有物の存在、表面のクラックなどは透過および反射顕微鏡像とカソードルミネッセンス像を用いて調べた。

レーザーアブレーション ICP 質量分析法 (LA-ICPMS) によるジルコン粒子の U-Pb 同位体分析は、京都大学理学研究科平田研究室設置の ICP 質量分析装置（Nu Instruments 製、AttoM）を用いた。試料導入には波長 193 nm に ArF エキシマレーザー（ESI 製、NWR-193）を使用した。分析条件を Table 4.1 に示す。レーザーアブレーションは、8 Hz、およそ 10 秒の条件で行い、スポット径は 15  $\mu\text{m}$  である。

同位体分析は信号強度のピークトップを測定する low-resolution deflector jump mode を使用して、 $^{202}\text{Hg}$ 、 $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ 、 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 、 $^{238}\text{U}$  の 7 つの同位体を分析した。ICPMS は、酸化物形成を抑えつつ ( $\text{ThO}/\text{Th}<3\text{-}5\%$ ) 最大感度を得られるよう、91500 ジルコン標準試料（1065 Ma: Wiedenbeck et al., 1995, 2004）と NIST SRM 610 を用いて最適化している。分析サイクルは、未知試料（10 スポット）測定の前・後で、ガスブランク、91500 ジルコン標準試料（4 スポット）測定である。

初生鉛（Common Pb）は  $^{204}\text{Pb}$  を用いて補正を行った。同重体 204 の補正には  $^{202}\text{Hg}$  から  $^{204}\text{Hg}$  を見積もり、 $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$  から減ずることで  $^{204}\text{Pb}$  を求めた ( $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}=29.863/6.865$ )。ジルコンのレーザーアブレーションにより生成された試料エアロゾルは、輸送効率の高いヘリウムキャリアーガスによってアルゴンガスと混合した後、ICP-MS に導入される。アブレーションは、 $<1\text{ ml}$  のマイクロセル内部で行う。キャリアーガスとしてヘリウムを用いることで、生成されるエアロゾルの粒径が小さくなり、ICPMS 導入までの損失を少なくし、結果的に分析感度が上がることが報告されている（Eggins et al., 1998; Günther and Heinrich, 1999; Jackson et al., 2004）。試料輸送過程においてスタビライザーを用いて、大きなエアロゾル粒子を除去することで信号強度の安定を図っている（Tunheng and Hirata, 2004）。また、水銀の干渉を減らすため、ヘリウムガスとの混合の前に、活性炭を用いてアルゴンガスから水銀を除去している（Hirata et al., 2005）。分析前には、ジルコン表面を分析サイズ（15-20  $\mu\text{m}$ ）よりも大きいサイズ

(35  $\mu\text{m}$ ) で1-数発アブレーションし、表面の汚れを除去している。これにより、初生鉛の混入を劇的に減らせることが報告されている (Iizuka and Hirata, 2004) 。バックグラウンドおよび分析試料の  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比は 0.00008 以下であった。未知試料の年代値とその誤差 (不確実性) は、未知試料の前後で分析した計 8 回の 91500 ジルコン標準試料の平均値 (91500 ジルコン;  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.1792$  and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.0749$ , Wiedenbeck et al., 1995) とその標準誤差を利用して値を補正し求めた。不確実性の大きさは、各分析セッションの 91500 ジルコンの繰り返し分析による標準偏差や関連する同位体の計数統計に基づき見積もられる (Sakata et al., 2014) 。すべての誤差は  $2\sigma$  である。また、 $^{235}\text{U}$  は、137.88 の  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  比 (Jaffey et al., 1971) を基に  $^{238}\text{U}$  から算出している。

**Table 4.1** Instrumental setting of the laser ablation and ICP-MS

<b>Nu AttoM single collector ICP-MS</b>		
RF power	1300 W	
Cooling gas flow rate	13 l min <sup>-1</sup>	
Auxiliary gas flow rate	0.90 l min <sup>-1</sup>	
Detection system	Mixed attenuation-multiple ion counting	
IC dead time	18 ns	
<b>NWR193 excimer laser system</b>		
ATLEX-SI ArF excimer laser		
Wavelength	193 nm	
Pulse energy	~4.4 mJ	
Pulse width	4-6 ns	
Energy density/ Fulence	< 2 Jcm <sup>-2</sup>	
Repetition rate	6-8 Hz	
Spot diameter	15-20 μm	
Helium carrier gas flow rate	0.52-0.70 l min <sup>-1</sup>	
Argon make-up gas flow rate	0.86-0.90 l min <sup>-1</sup>	
Effective cell volume	< 1ml	
Signal smoothing device	w/	
Number of laser shots	96 shots	
<b>Measured isotope</b>	<b>Dwell time</b>	<b>Attenuation</b>
<sup>202</sup> Hf	0.6 ms	Auto
<sup>204</sup> Pb	0.6 ms	Auto
<sup>206</sup> Pb	0.6 ms	Auto
<sup>207</sup> Pb	0.9 ms	Auto
<sup>208</sup> Pb	0.4 ms	Auto
<sup>232</sup> Th	0.4 ms	Auto
<sup>238</sup> U	0.6 ms	Auto
Data acquired time	Sample: 10 s, Gas blank: 66 s	

## 4.4 結果

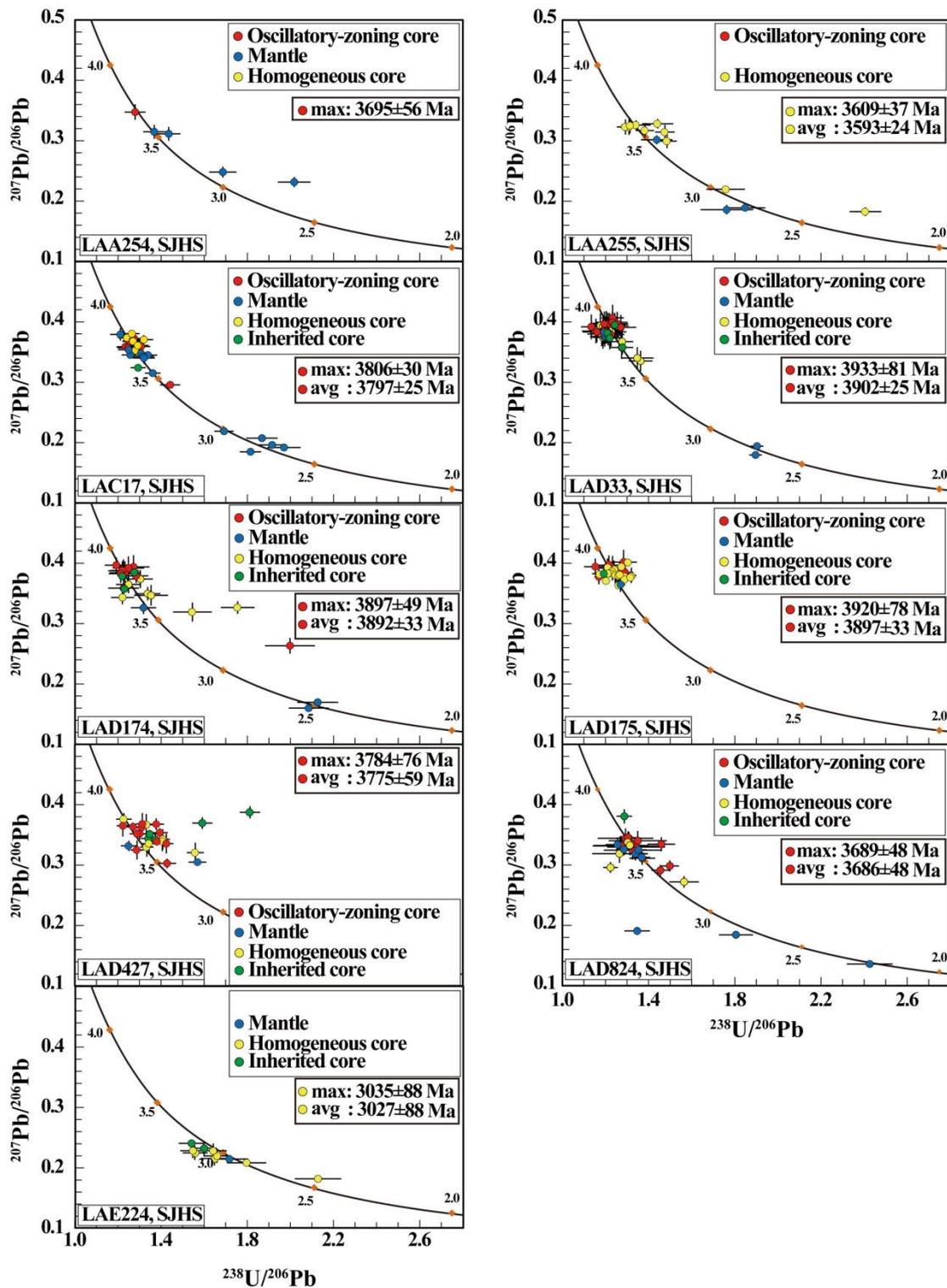
### 4.4.1 ジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像

章末の Figure 4.22 から 4.27 に本研究で年代測定を実施した花崗岩質片麻岩試料から得られたジルコンの CL 像を示す。ジルコンは自形から円磨形であり、長径 30-250  $\mu\text{m}$ 、短径 30-120  $\mu\text{m}$  である。ジルコン特有のプリズム状のものから、大部分が円磨されたもの等様々な形状を示す。

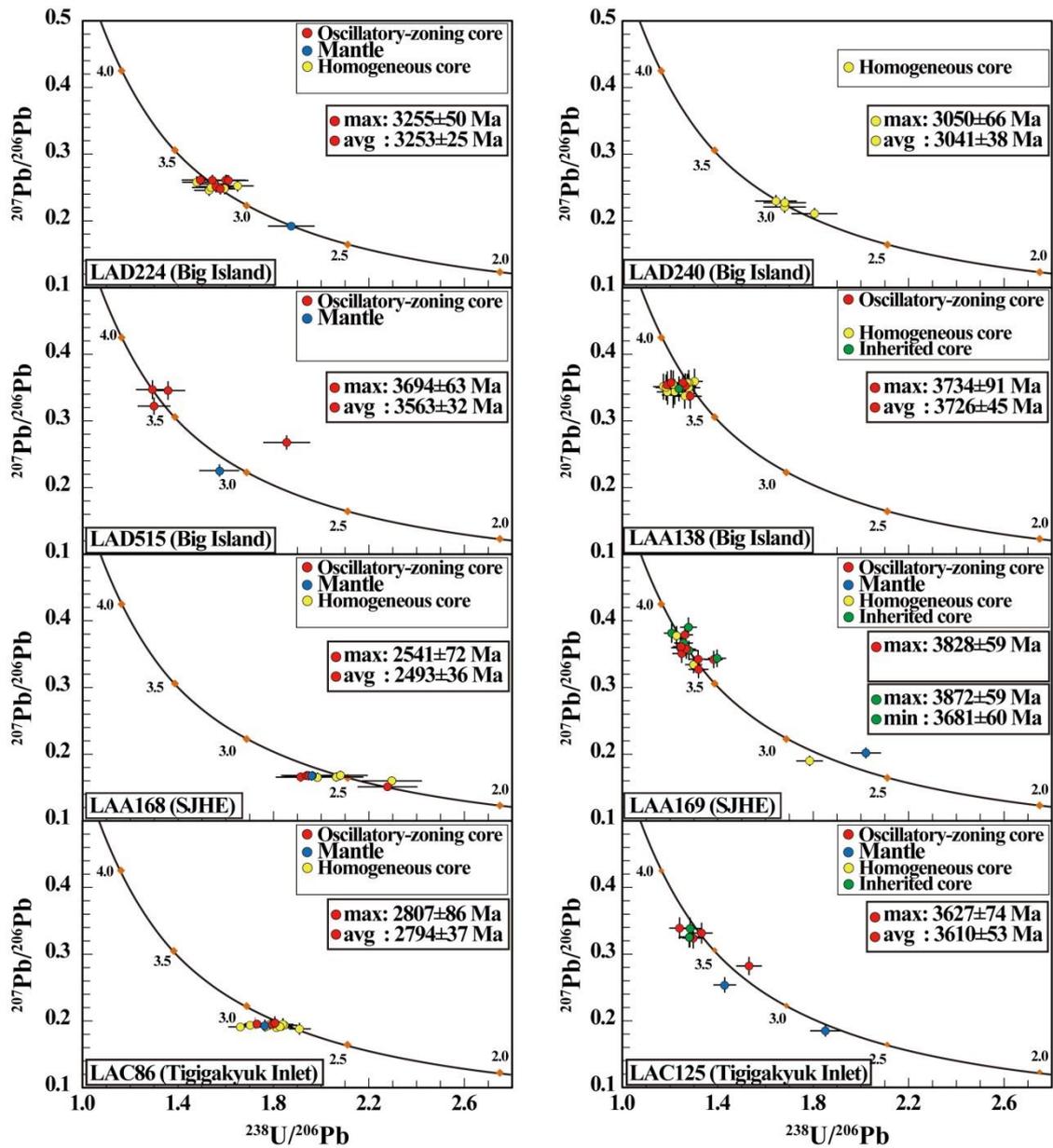
先行研究では、透過または反射顕微鏡観察、ウラン含有量、および Th/U 比に基づきジルコン内部を 3つの領域に分類した (例えば, Schiøtte et al., 1989b)。それによると、ジルコンは顕微鏡下の組織に基づき、均質かつ丸みを帯びたインヘリテッド (inherited) なコア、自形で累帯構造を示す火成作用により成長したと解釈される中間部、変成作用によりオーバーグロース (過成長) したと考えられるリムの 3領域である。本研究でも、ジルコン内部をコア、マントル、リムの 3領域に分類した。コアは CL 像に基づきさらに、インヘリテッド、変質、および累帯コアの 3つに分類される。変質または均質コアは CL 像下で暗く、累帯もしくは白色を示さないかつ均質であることによって定義される。インヘリテッドコアは、コアとマントル内部との累帯が整合的でないこと (コアの累帯がマントルの累帯によって切られる等) によって特徴づけられる。また、多くのインヘリテッドコアは丸みを帯びており、不規則な形状を示す。累帯コアは、火成起源に特徴的なオシラトリーまたはセクター累帯構造を持ち、一部のジルコンでは、コアの累帯構造とマントルの暗く弱い累帯構造とが整合的であることを示している。ただし、マントル部は暗く累帯構造を示さないものがほとんどであり、累帯構造が認められるものでも、それらは暗く不明瞭であることが多い。先行研究では、透過または反射顕微鏡観察に基づきマントル部を火成起源であると解釈していた (Schiøtte et al., 1989b) が、本研究における詳細な CL 像観察の結果から、マントル部は火成起源ではなく、変成作用によるオーバーグロースもしくはジルコン形成後の熱イベントの間の均質化によって生じた領域であることを示している。巻末の Table 4.2 に、CL 像観察に基づいたジルコンの形態記載を示している。

#### 4.4.2 ジルコンの化学組成と U-Pb 年代

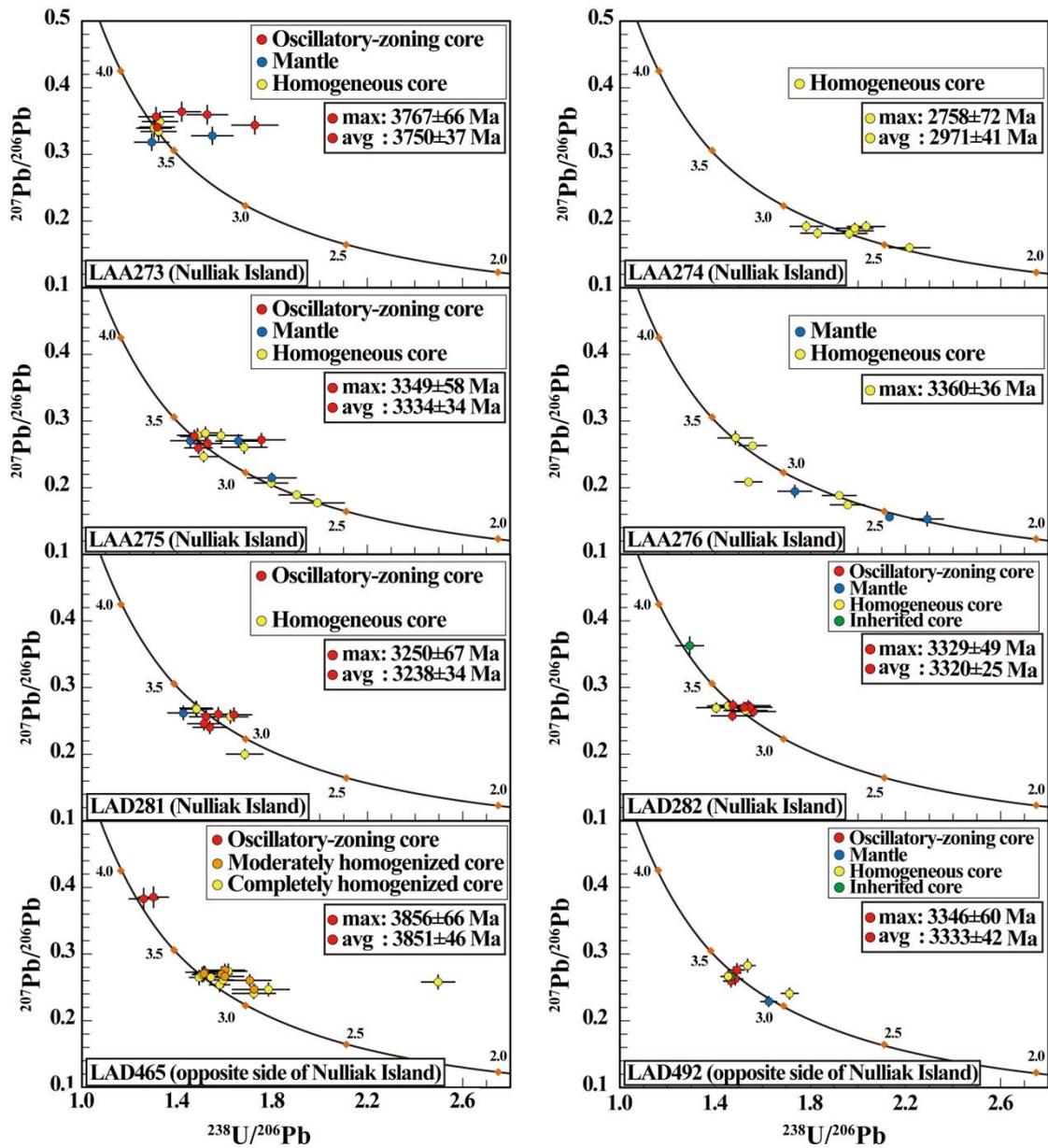
本研究ではサグレック岩体から採取した 25 試料中のジルコン U-Pb 年代測定を行った。Figure 4.8 から 4.11 に  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  および  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  比から描いた Terra-Wasserburg コンコーディア図を示す。また、分析スポットごとの Pb-Pb 年代を章末の Figure 4.22 から 4.27 および Table 4.2 に示す。古い年代の累帯コア、累帯コアがない試料 (LAA255, LAE224, LAD240, LAA274 と LAA276) は均質なコア等の年代の最大値および平均値も Figure 4.8 から 4.11 内に示す。Figure 4.12, 4.14, 4.16 および 4.18 は各年代値におけるウラン含有量を、Figure 4.13, 4.15, 4.17 および 4.19 は各年代値における Th/U 比を示したものである。ウラン含有量と Th/U 比は、ジルコンの内部構造や年代とよく相関していることが明らかとなった。オシラトリー累帯構造のコアは低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつ一方で、マントルおよび変質/均質なコアは高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつ (Fig. 4.12 から 4.19)。オシラトリー累帯構造をもつコアは他と比較し古い年代をもつことも明らかとなった。



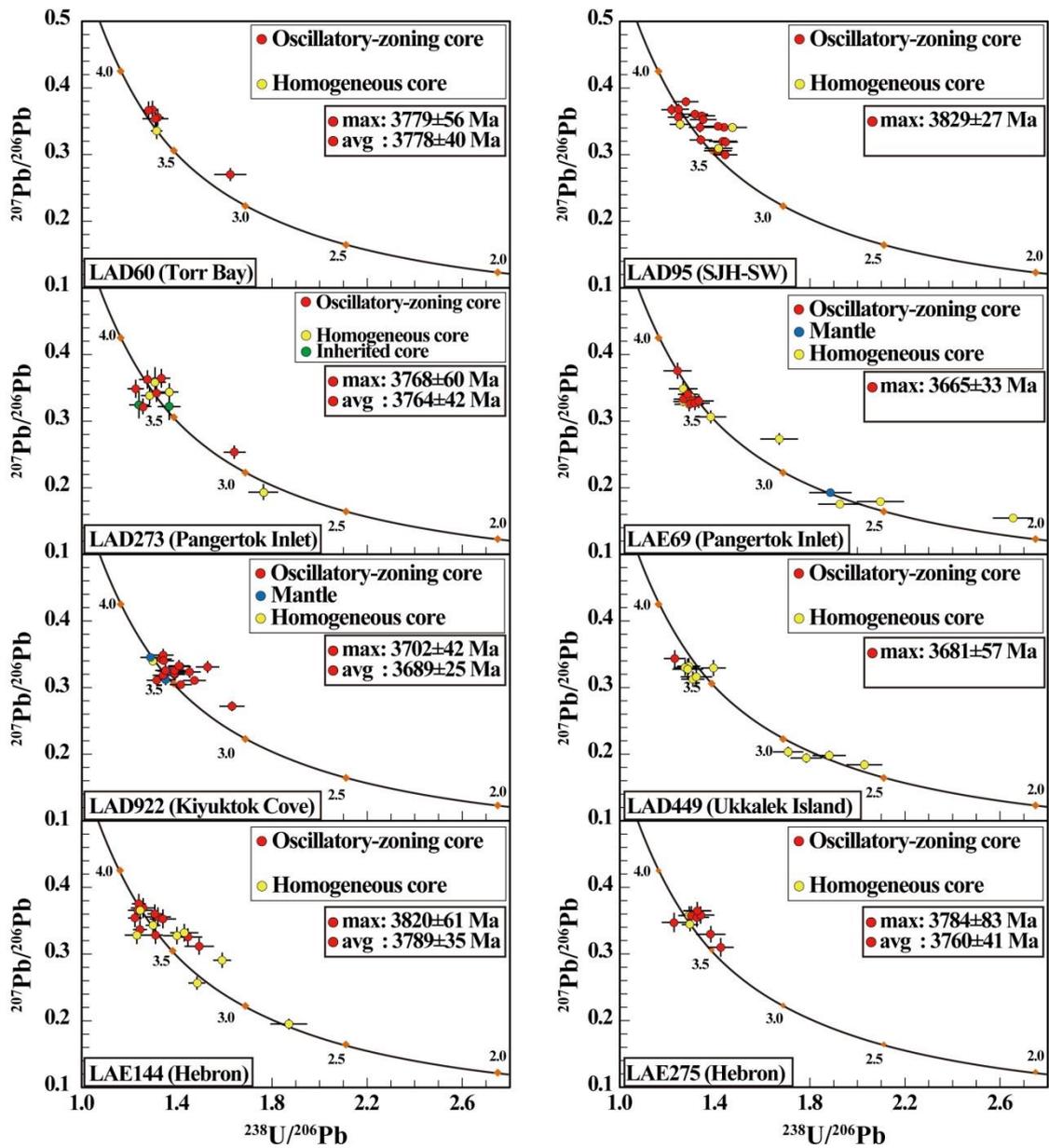
**Fig. 4.8** Terra-Wasserberg plots of spot analyses of the zircons from LAA254, LAA255, LAC17, LAD33, LAD174, LAD175, LAD427 and LAD824 samples in the St John's Harbour South area. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



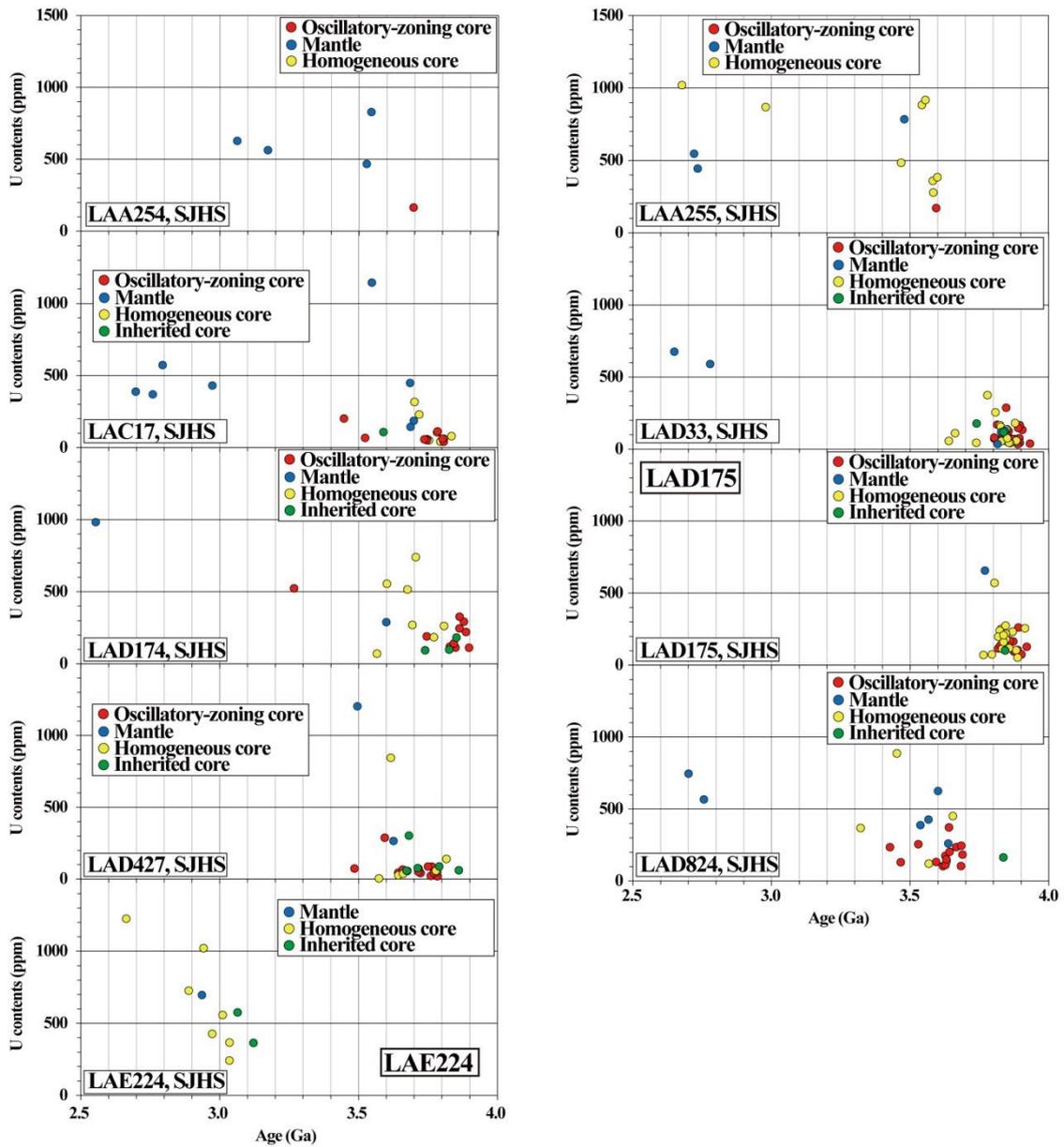
**Fig. 4.9** Terra-Wasserberg plots of spot analyses of the zircons from LAE224, LAD224, LAD240, LAD515 and LAA138 samples in Big Island, LAA168 and LAA169 samples in the St John's Harbour East area, and LAC86 and LAC125 samples in Tigigakyuk Inlet area. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



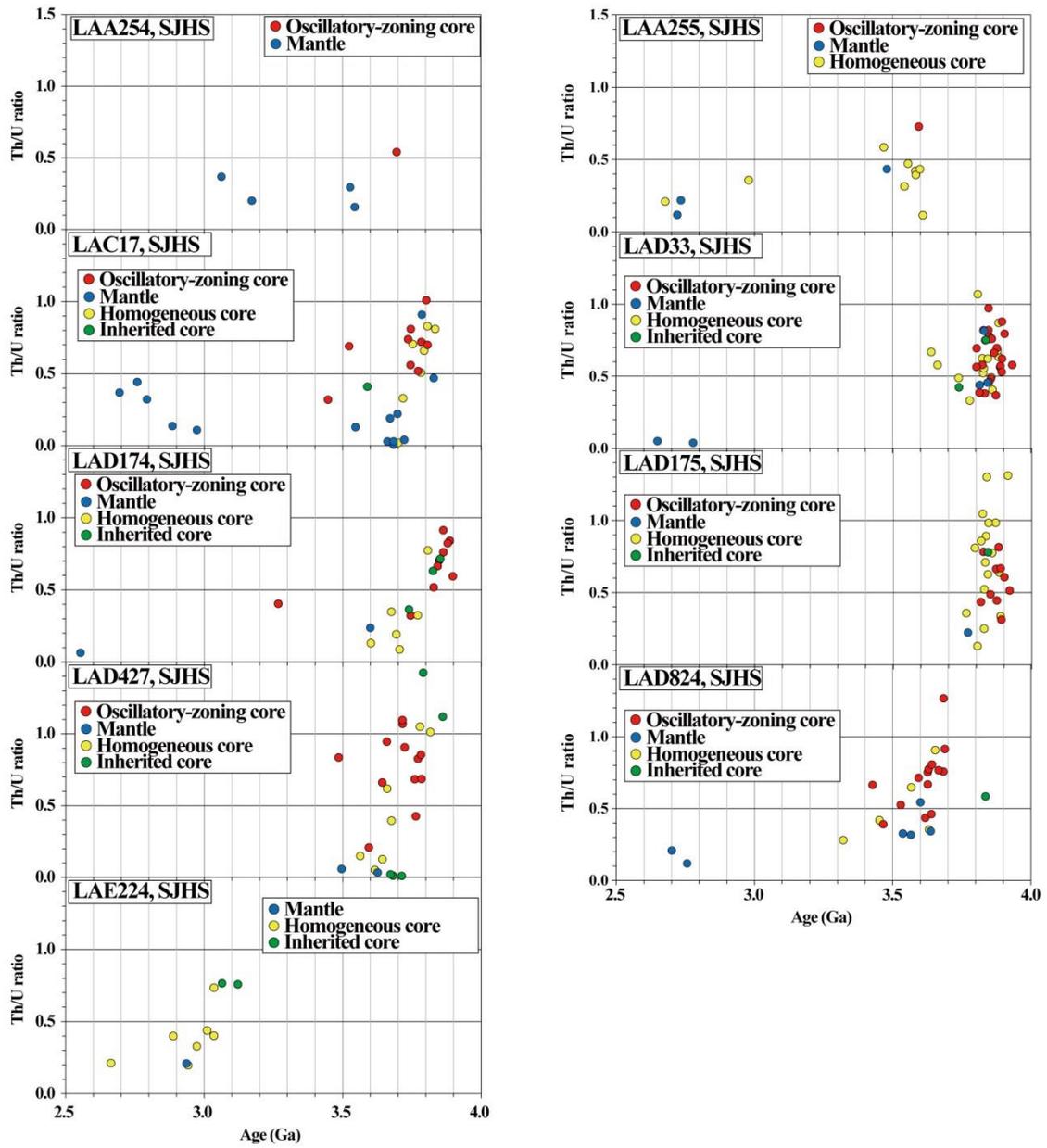
**Fig. 4.10** Terra-Wasserberg plots of spot analyses of the zircons from LAA273, LAA274, LAA275, LAA276, LAD281 and LAD282 samples in Nulliak Island and LAD465 and LAD492 samples in the opposite side of the Nulliak Island. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



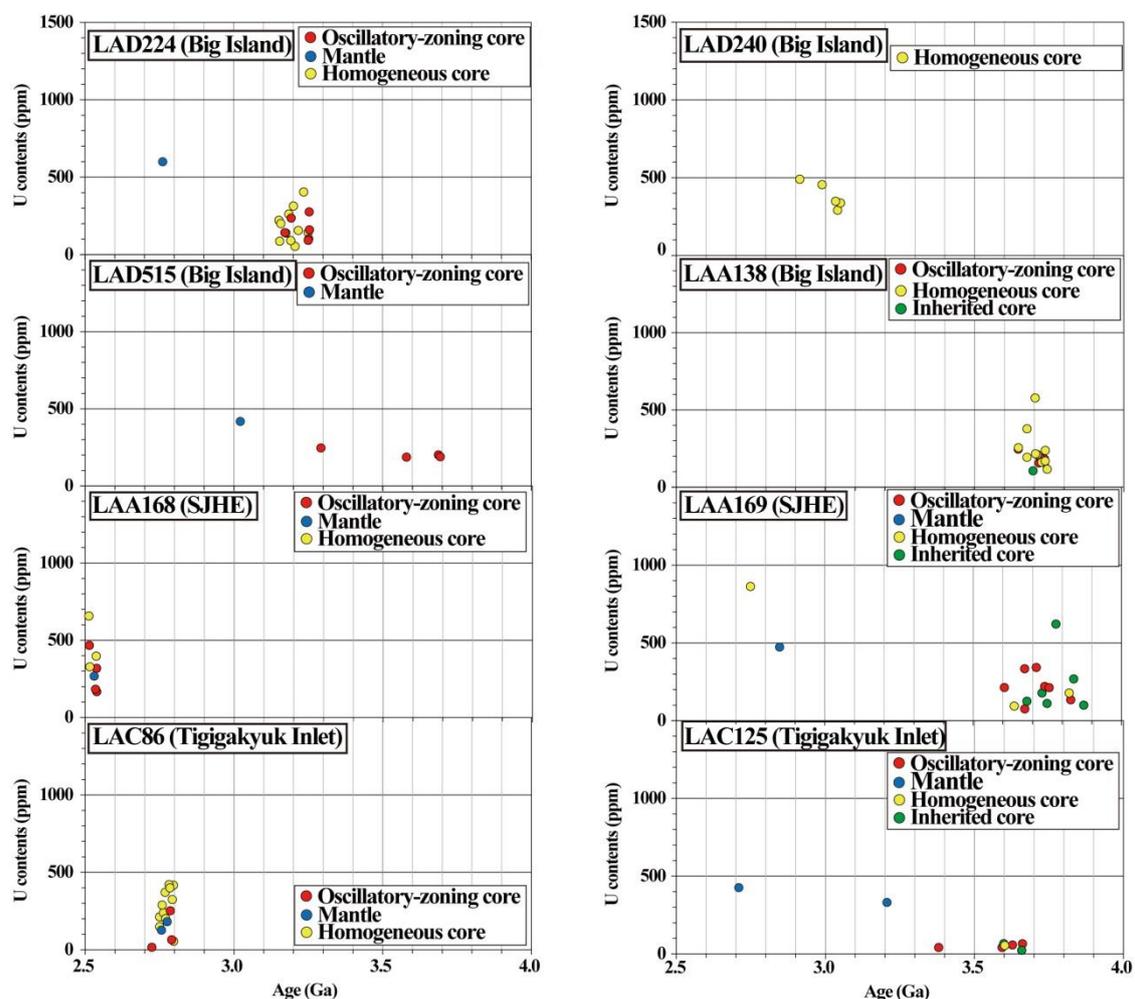
**Fig. 4.11** Terra-Wasserberg plots of spot analyses of the zircons from LAD60 (Torr Bay), LAD95 (St John's Harbour Southeast), LAD273 and LAE69 (Pangertok Inlet), LAD922 (Kiyuktok Cove), LAD449 (Ukkalek Island), and LAE144 and LAE275 (northern Hebron). The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



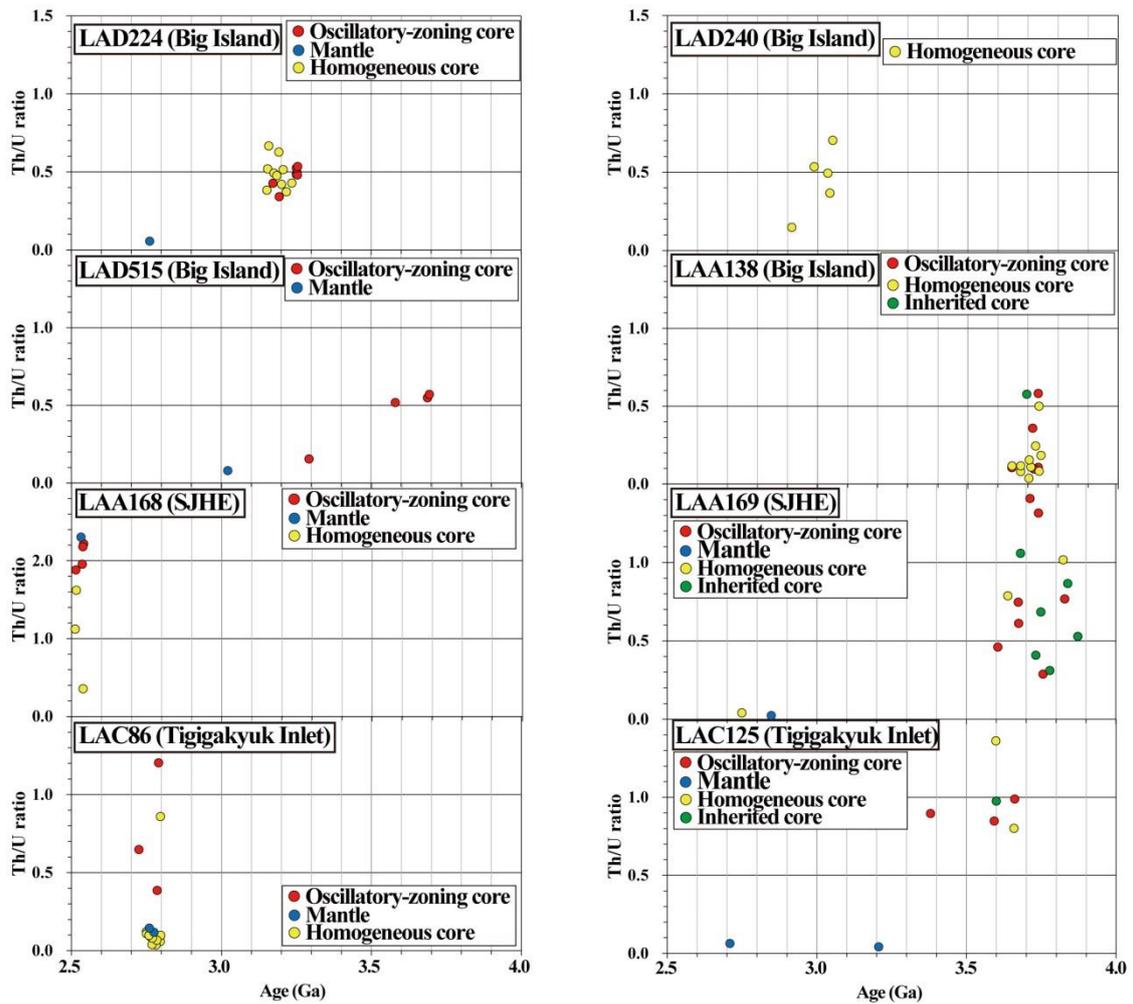
**Fig. 4.12** Uranium content vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAA254, LAA255, LAC17, LAD33, LAD174, LAD175, LAD427 and LAD824 samples in the St John's Harbour South area. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



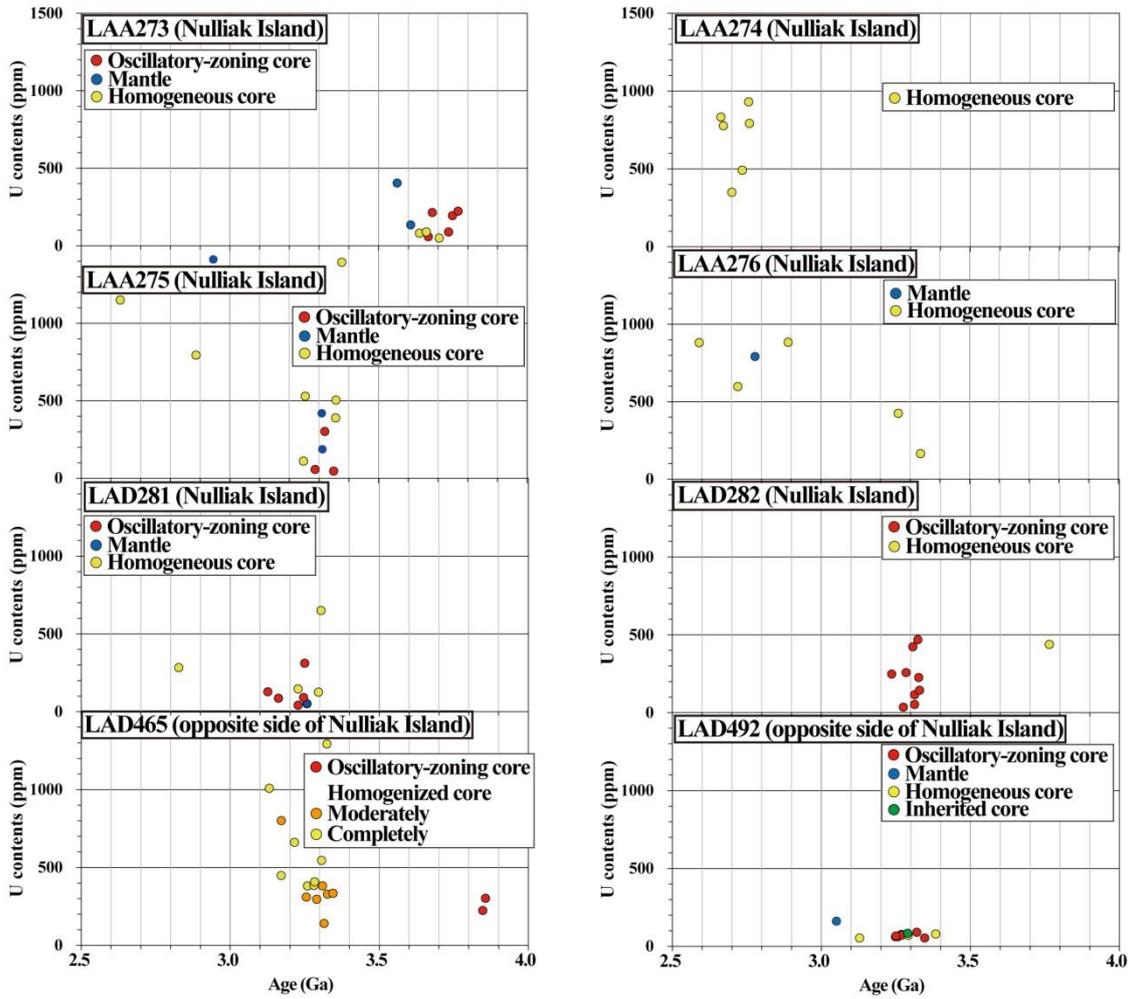
**Fig. 4.13** Th/U ratio vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAA254, LAA255, LAC17, LAD33, LAD174, LAD175, LAD427 and LAD824 samples in the St John's Harbour South area. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



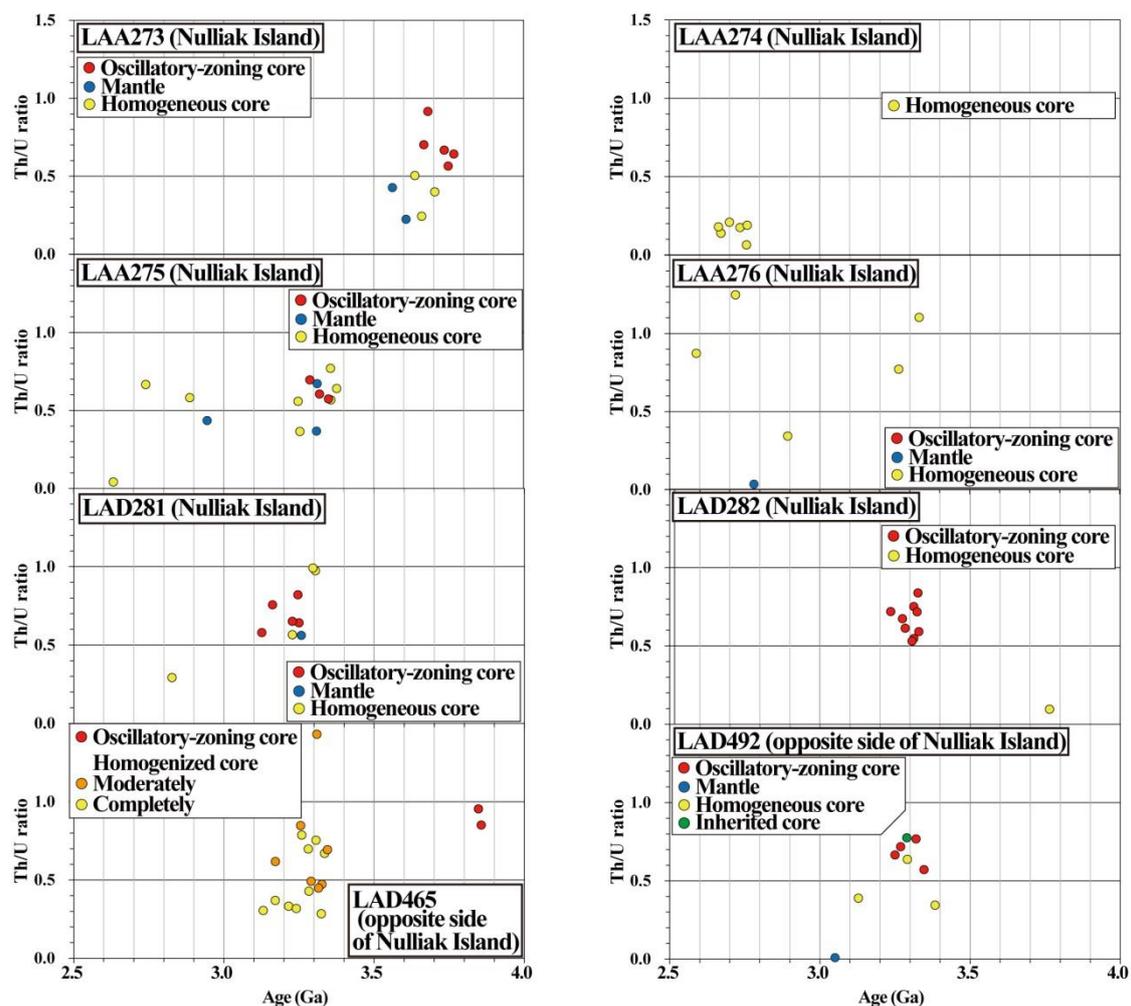
**Fig. 4.14** Uranium content vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAE224, LAD224, LAD240, LAD515 and LAA138 samples in Big Island, LAA168 and LAA169 samples in the St John's Harbour East area, and LAC86 and LAC125 samples in Tigigakyuk Inlet area. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



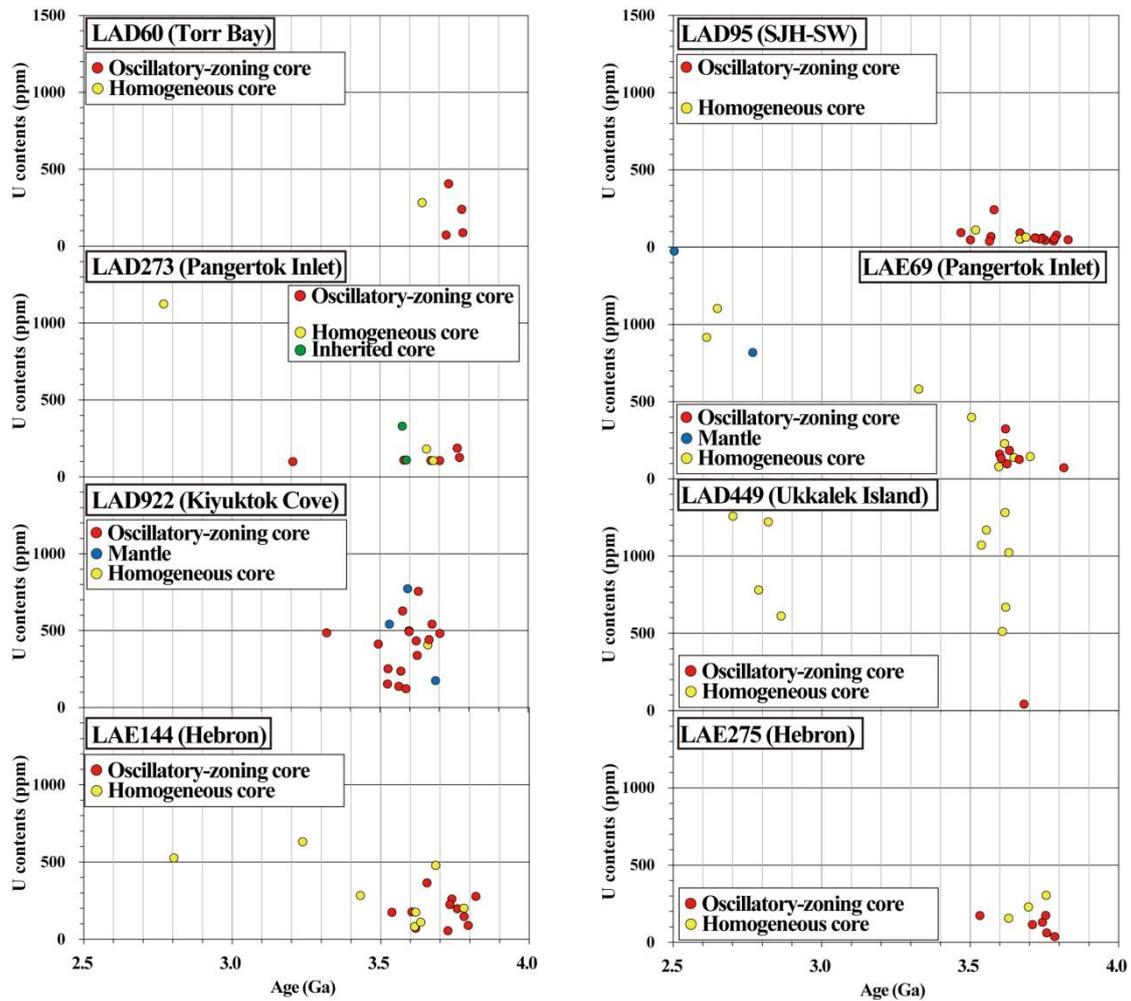
**Fig. 4.15** Th/U ratio vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAE224, LAD224, LAD240, LAD515 and LAA138 samples in Big Island, LAA168 and LAA169 samples in the St John's Harbour East area, and LAC86 and LAC125 samples in Tigigakyuk Inlet area. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



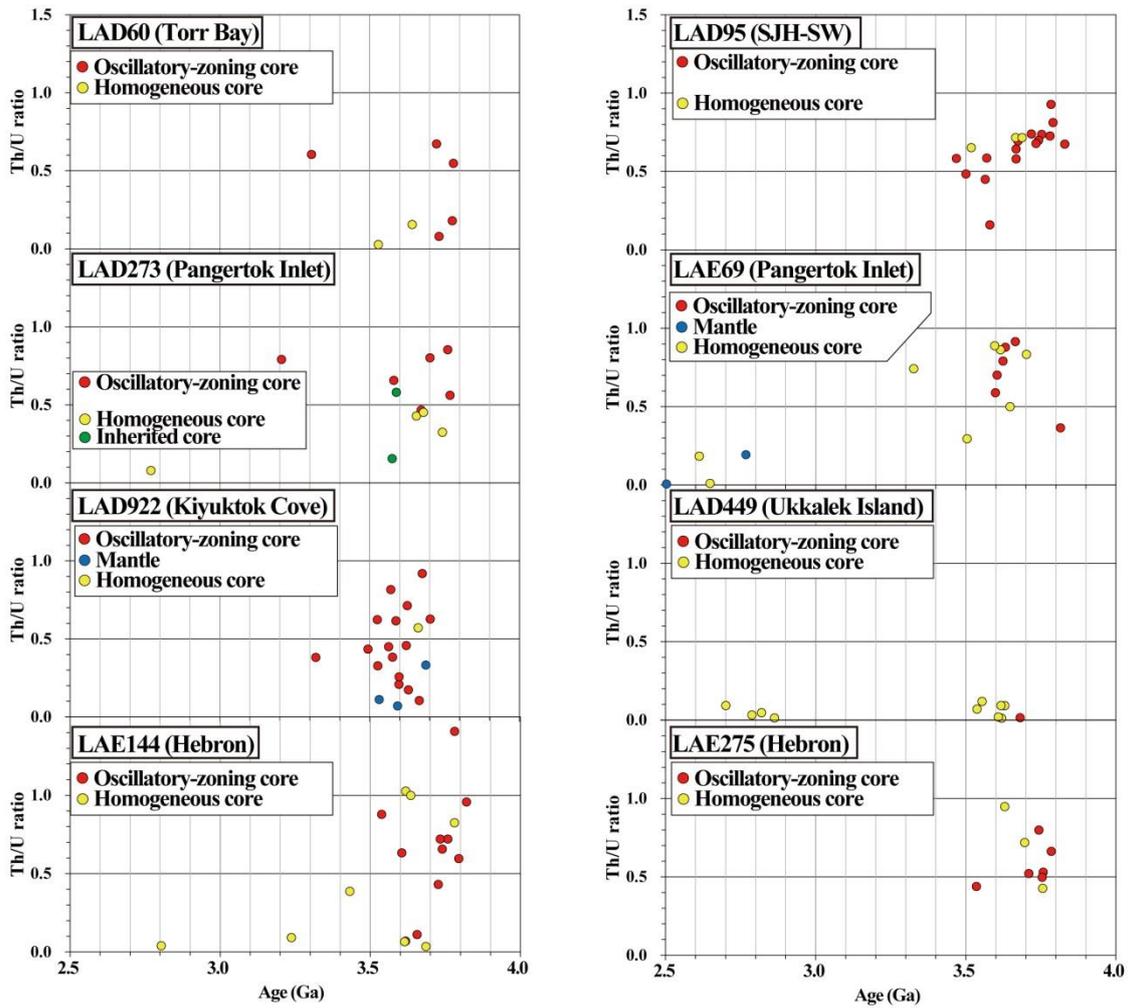
**Fig. 4.16** Uranium content vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAA273, LAA274, LAA275, LAA276, LAD281 and LAD282 samples in Nulliak Island and LAD465 and LAD492 samples in the opposite side of the Nulliak Island. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



**Fig. 4.17** Th/U ratio vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAA273, LAA274, LAA275, LAA276, LAD281 and LAD282 samples in Nulliak Island and LAD465 and LAD492 samples in the opposite side of the Nulliak Island. The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



**Fig. 4.18** Uranium content vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAD60 (Torr Bay), LAD95 (St John's Harbour Southeast), LAD273 and LAE69 (Pangertok Inlet), LAD922 (Kiyuktok Cove), LAD449 (Ukkalek Island), and LAE144 and LAE275 (northern Hebron). The zircons are classified based on the morphology and internal structures.



**Fig. 4.19** Th/U ratio vs. Pb-Pb age diagrams for the zircons from LAD60 (Torr Bay), LAD95 (St John's Harbour Southeast), LAD273 and LAE69 (Pangertok Inlet), LAD922 (Kiyuktok Cove), LAD449 (Ukkalek Island), and LAE144 and LAE275 (northern Hebron). The zircons are classified based on the morphology and internal structures.

## 4.5 考察

### 4.5.1 ジルコンのカソードルミネッセンス (CL) 像観察および化学組成

サグレック岩体において、SHRIMP や ID-TIMS を用いて多くのジルコン年代に関する先行研究が行われてきた (Baadsgaard et al., 1979; Collerson, 1983; Krogh and Kamo, 2006; Nutman and Collerson, 1991; Schiøtte et al., 1989a, 1989b; Schiøtte et al., 1990; Schiøtte et al., 1992; Wanless et al., 1979) が、ジルコンの CL 像観察を用いたインヘリテッドコアであるか火成起源であるか等の内部構造の記載は行われていない。先行研究では反射もしくは透過光観察により、コア、マントル、およびリムを識別したが、組成累帯構造のようなより詳細な内部構造の観察は出来ていない (Krogh and Kamo, 2006; Schiøtte, 1989; Schiøtte et al., 1989a, 1989b; Schiøtte et al., 1992)。特に、CL 像観察はオシラトリー累帯構造や U や Th の放射性崩壊による結晶格子の損傷度の推定等の重要な情報を提供する (例えば、Nasdala et al., 2013; Rubatto and Gebauer, 1996)。

火成ジルコンは、ホストマグマの分別結晶中の REE 含有量変動により明瞭なオシラトリー累帯構造を示す。一方で、変成によって形成された領域は、オーバーグロースと再結晶もしくは再置換との異なる 2つのプロセスに起因する (Rubatto and Gebauer, 1996)。変成ジルコンの CL 像は、規則的な累帯の欠如、均質 (不明瞭) な CL 像、暗く弱い CL 発光、不明瞭もしくはパッチ状の累帯構造等によって特徴づけられる (例えば、Rubatto and Gebauer, 1996)。結果として、CL 像観察はコア、マントル、およびリムの 3領域の識別およびそれらの形態だけでなく、CL 発光の強度や累帯の明瞭さによって、その領域が火成起源であるのか変成起源であるかの判断も提供する。加えて、放射性崩壊による結晶格子の損傷を原因とする Pb の散逸は CL 発光の減少を示す。変成作用の間のジルコンの再結晶は結晶格子を復元し、CL 発光の増加を示すが、同時に Pb の散逸も伴う。一般的に、火成ジルコンは低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつ一方で、変成ジルコンは高い含有量と低い Th/U 比によって特徴づけられる (Hoskin and Schaltegger, 2003)。高い U および Th 含有量は放射性崩壊による結晶格子の損傷度が大きいいため、Pb の損失 (散逸) および暗い CL 発光となる傾向がある。

先行研究では、透過および反射光観察、ウラン含有量、および Th/U 比に基づき、ジルコン内部をコア、中間部 (マントル)、およびリムの 3領域に分類 (例えば、Schiøtte et al., 1989b) し、それぞれの起源をインヘリテッドコア (pre-igneous)、自形の累帯構造を示す火成起源領域、オーバーグロースした変成起源領域と解釈した。ウラン含有量および Th/U 比の変動の起源については言及されていないが、自形の累帯構造領域が高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつため、火成起源のジルコンは高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつことを示唆した。その結果、先行研究において、Uivak 片麻岩の形成

年代は中間（マントル）部から得られた約 3.73 Ga であり，それらに取り込まれる古い領域はインヘリテッドコアであると解釈された（Schjøtte et al., 1989b）.

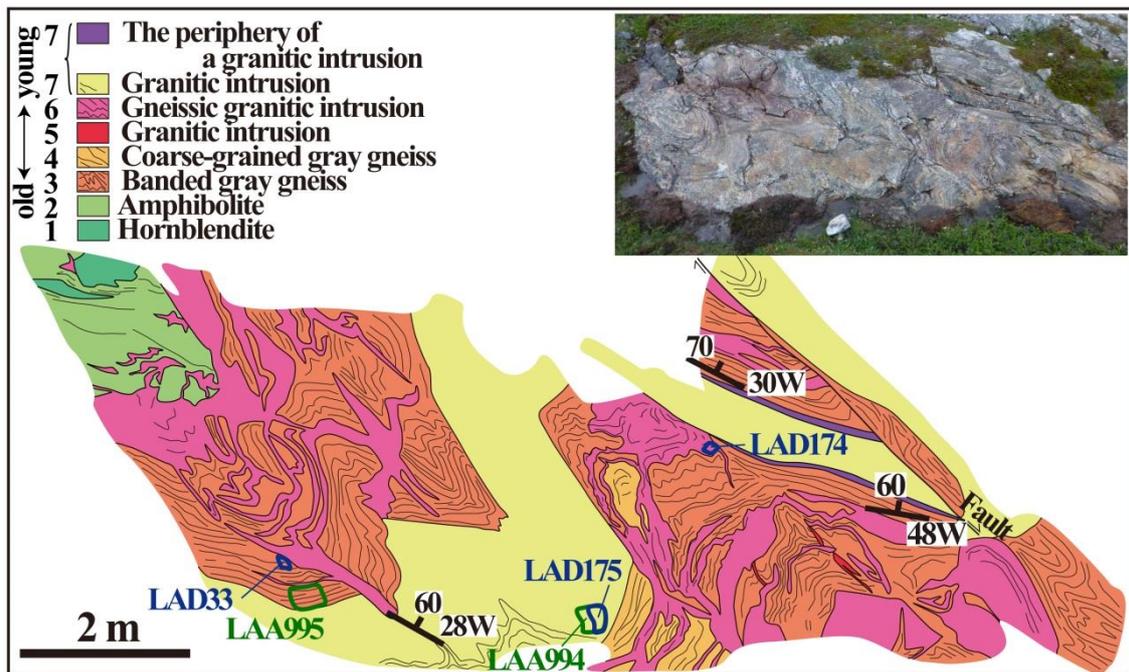
本研究における CL 像観察，ウラン含有量，および Th/U 比の結果は先行研究のそれと異なることが明らかとなった．多くのジルコン粒子は，オシラトリー累帯構造をもつコア，弱い CL 発光の均質なマントル，強い CL 発光を示すリムの 3 領域をもつ（章末の Figure 4.22 から 4.27）．特に，CL 像は明瞭なオシラトリー累帯構造のコアを取り囲む，暗く均質または弱い累帯構造をもつマントルの存在を明らかにした．マントル領域の CL 像観察により，それらが火成起源であると解釈された先行研究（例えば，Krogh and Kamo, 2006; Schjøtte et al., 1989a, 1989b）とは対照的に，高度変成作用を起源とする，もしくは放射性崩壊による結晶格子の損傷による影響を大きく受けていることが明らかとなった．マントル領域の U-Pb 年代は様々な値を示すが，年代分布は 2.7 Ga 付近でコンコーディアラインと交差するディスコーディアラインを形成する（例えば，LAA254, LAC17）．この年代は後期太古代の変成作用の年代と一致する（Schjøtte et al., 1989a）.

Schjøtte et al. (1989) の解釈とは対照的に，ジルコンのウラン含有量と Th/U 比はジルコンの起源にも制約を与える．一般的に，火成ジルコンは低いウラン含有量と高い Th/U 比を有する一方で，変成ジルコンは高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつとされる（Hoskin and Schaltegger, 2003）．マントル部および均質なコアは高いウラン含有量と低い Th/U 比をもち，それらの年代は累帯構造をもつコアよりも若い年代をもつことで特徴づけられる（Fig. 4.12 から 4.19）．つまり，ジルコンの  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代は，ウラン含有量，Th/U 比，および内部構造と非常に良い相関を示す．本研究での結果においても，低いウラン含有量と高い Th/U 比をもつコアは火成起源に特徴的な累帯構造を示し，高いウラン含有量と低い Th/U 比をもつコアやマントル部は火成起源後の熱イベントによって形成もしくは再結晶した構造を示す．先行研究では，マントル部は火成イベントによって形成されたと解釈された（Krogh and Kamo, 2006; Schjøtte, 1989; Schjøtte et al., 1989a, 1989b; Schjøtte et al., 1990; Schjøtte et al., 1992）が，CL 像，化学組成，およびジルコン年代によって二次的（初生の火成起源後）に形成されたものであることが明らかとなった．特に，累帯構造を示すコアは火成起源であることを示し，低いウラン含有量と高い Th/U 比をもち，火成年代を保持している．コアから得られた年代の一部は 3.9Ga 以前のコンコーディアライン上に位置し，最も古いものは 3933 Ma である（試料 LAD33）.

#### 4.5.2 St John's Harbour South における Iqaluk 片麻岩の分布

最近, Shimojo et al. (2016) は, St John's Harbour South に分布する花崗岩質片麻岩中のジルコンの CL 像および U-Pb 年代に基づき, 花崗岩質片麻岩に最低 5 つのジェネレーションがあることを示した. Iqaluk 片麻岩と名付けられた最も古い花崗岩質片麻岩の年代は 3.9 Ga よりも古く, 最も若いものの年代はおよそ 3.87 Ga を示す. 本研究でも, Shimojo et al. (2016) と同露頭において, 花崗岩質片麻岩試料を採取, 年代分析を行った (Fig. 4.20). 採取および分析を行った試料は, 最も古いジェネレーションを有する花崗岩質片麻岩 (LAD33) に加え, 第 6 (LAD174) および 7 番目 (LAD175) のジェネレーションをもつものである. LAD33 から得られたジルコンの CL 像観察では, 多くのジルコンで非常に明瞭なオシラトリー累帯構造が認められ (#5, #6, #7-2, #8, #9-2, #11, #12, #16, #17-1, #17-3, #18, #19, #20, #22, #27, #32-1, #34), インヘリテッドコアが認められる粒子もあった (#7-1, #10-1, #23-1). 最も古い粒子 (スポット, #6-1) の年代値は  $3933 \pm 81$  Ma であり, 古い 6 粒子の平均値は  $3902 \pm 25$  Ma である (Fig. 4.8). インヘリテッドコアの年代値はオシラトリー累帯構造をもつコアよりも古くなく, 実際それらのほとんどは若い年代を示す (#7-1, #10-1, #23-1). それらインヘリテッドコアは放射性崩壊による影響を被っているため, その後の熱イベントの影響を受けやすくなっていると考えられ, オシラトリー累帯構造を有するコアでさえも 3933-3804 Ma の様々な年代値を示す. 年代値はウラン含有量と Th/U 比と相関を示し, ウラン含有量の増加および Th/U 比の減少に伴い年代値も若くなる (Fig. 4.11 および 4.12) ことから, 年代の多様性は放射性元素の含有量によって説明可能である. 高い放射性元素を有するジルコンは, 放射性崩壊による結晶格子の損傷により Pb 損失の影響度が大きい. 程度の差はあるものの, 低いウラン含有量のジルコンでさえ Pb の損失の影響を被っているため, 結果として, 低いウラン含有量をもつ最も古いスポット (分析点) が原岩の年代の下限値となる. それによると, 分析試料 LAD33, LAD174, および LAD175 の年代値はそれぞれ 3902, 3892 および 3897 Ma と見積もられる. これら年代値は, Shimojo et al. (2016) が同露頭の花崗岩質片麻岩試料で行った年代測定結果 (3920 Ma および 3869 Ma) と矛盾しない. 第 6 ジェネレーションの花崗岩質片麻岩 (LAD174) の年代は 7 つ目のもの (LAD175) よりも若く, 露頭での産状 (Fig. 4.20) と矛盾するが, LAD174 のジルコンの CL 像は LAD175 のそれよりも不鮮明かつウラン含有量も高いため, 後の熱イベントの影響をより強く受けたものと推測される. また, LAD175 と比較し LAD174 の年代値に大きな変動があることも, LAD174 中のジルコンがより強く Pb 損失の影響を被ったことを示しているが, 個々の年代の誤差が大きいことが将来的な課題である. 本研究での新たな年代データは, 本地域内で 3.9 Ga 以前の花崗岩質片麻岩が存在していることを改めて示すものであり, Iqaluk 片麻岩に伴い, 3.89 Ga 以前の年代値をもつ 4 つのジェネレーションの花崗岩質片麻岩類が存在していることを示すものである. 同露頭 (局所的) に複数のジェネレー

ションをもつ花崗岩質岩が存在していることやインヘリテッドジルコンがより若い花崗岩質片麻岩中に存在していることは、Iqaluk 片麻岩原岩形成後の火成作用により、その分布域の多くが減少した（地殻のリワーキング：Komiya, 2011）ことを示している。



**Fig. 4.20** A sketch map of an outcrop, consisting of supracrustal rocks and multi-formed orthogneisses. We analyzed three samples of the third (LAD33), sixth (LAD174) and seventh (LAD175) generation of the orthogneiss.

### 4.5.3 サグレック岩体における異なる年代をもつ Uivak 片麻岩の分布

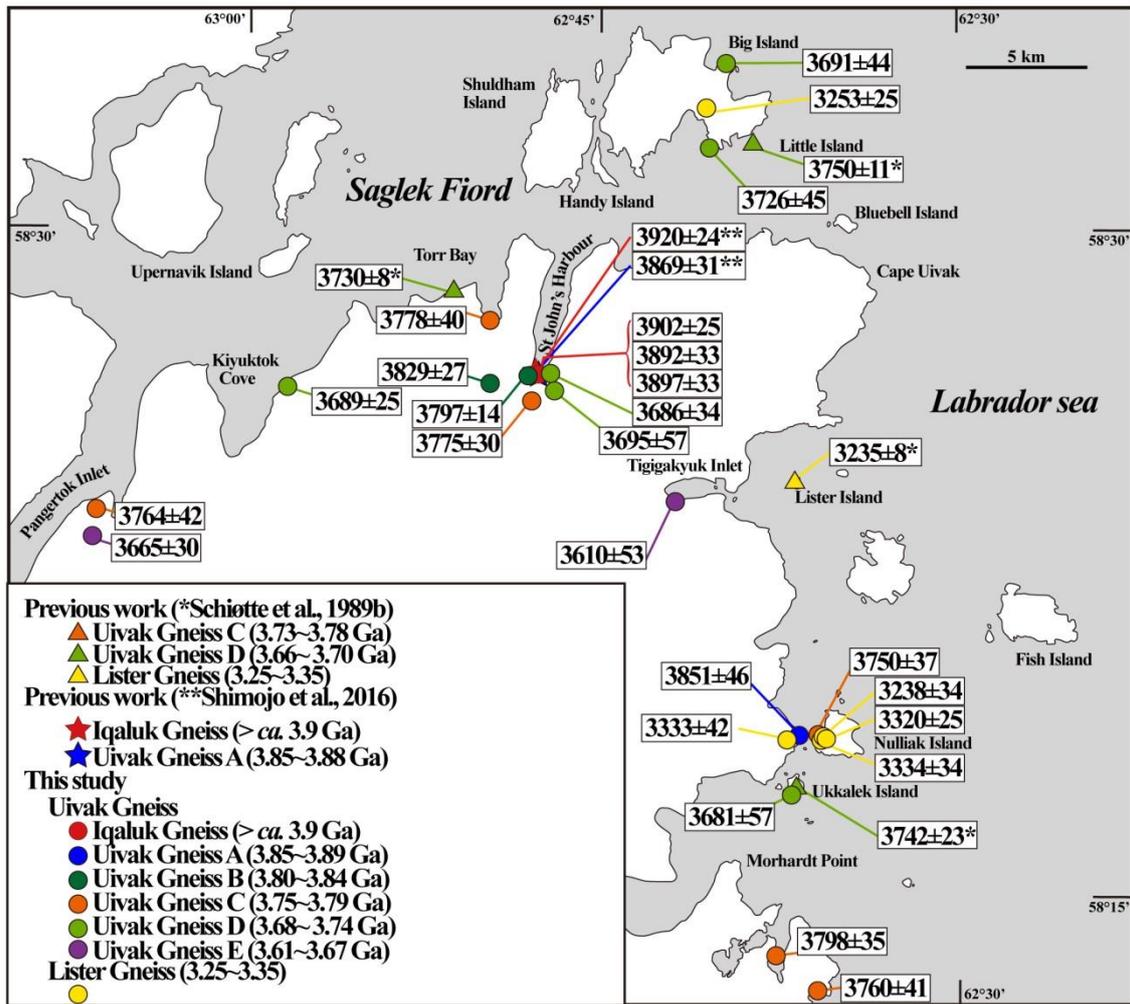
Figure 4.21 は、サグレック地域における花崗岩質片麻岩の原岩年代の概要を示したものである。上述したように、先行研究では中心部をインヘリテッドコア、それを取り囲むマントル部を火成起源と解釈し、マントル部から得られた U-Pb 年代を原岩年代と解釈した (Krogh and Kamo, 2006; Schiøtte et al., 1989a, 1989b)。一方、ジルコンの CL 像観察により、コアでは火成起源に特徴的なオシラトリー累帯構造が認められ、マントル領域ではほとんど認められないことを明らかにした。マントル領域のほとんどは暗く、累帯構造も不明瞭であることから、火成起源ではなく、後の熱イベントにより形成もしくは再結晶した領域であることを示している。従って、本研究ではジルコンの累帯構造を示すコアから得られた U-Pb 年代を原岩年代とした。

本研究で得られた花崗岩質片麻岩のジルコン年代は 3235-3953 Ma の範囲であり、そのうち 3.2-3.3 Ga の年代をもつものは Lister 片麻岩と呼ばれ、Lister Island, Nulliak Island, Big Island でみられる。Lister 片麻岩と Uivak 片麻岩との関係は、構造的に初期太古代 Uivak 片麻岩 (の原岩) と並置した (Schiøtte et al., 1990) のか、Uivak 片麻岩中に Lister 片麻岩の原岩を形成したマグマが貫入した (Collerson et al., 1976; Schiøtte et al., 1993) のかは明らかとなっていない。しかしながら、Uivak 片麻岩と Lister 片麻岩は多くの地点において共存している (Fig. 4.21) ことから、Uivak 片麻岩中に貫入したものである可能性が高い。

先行研究では Uivak 片麻岩を、およそ 3730-3740 Ma の年代をもつ Uivak I (Krogh and Kamo, 2006; Schiøtte et al., 1989b)、3760 ± 150 Ma の年代をもつ Uivak II (Wanless et al., 1979)、3.8 Ga 以前と推定される Nanok 片麻岩 (Regelous and Collerson, 1996) の多くて 3 つの構成要素からなると考えられているが、本研究での結果は、サグレック岩脈の貫入を受けている Uivak 片麻岩の年代が 3627-3953 Ma の幅広い年代分布を持っていることを示している。一方で、Uivak 片麻岩の岩相は変動に富んでおり、次のものが存在する：Uivak I は中粒層状灰色片麻岩、粗粒灰色片麻岩、粗粒白色片麻岩の少なくとも 3 つのタイプから (例えば、Komiyama et al., 2015)、Uivak II は長石の眼球状組織を有する花崗岩質片麻岩、角閃石に富む鉄含有閃緑岩質岩脈、長石の斑状および黒雲母にモンゾニ岩質岩脈、角閃石の薄層に富む岩脈から構成される (Wanless et al., 1979)。結果として、Uivak 片麻岩は非常に多くの年代分布と岩石学的特徴をもつことが明らかとなった。本研究では、現状、Uivak 片麻岩のそれぞれの年代値に基づき、6 つのグループに分類した (Fig. 4.21)。Uivak Gneiss C (Fig. 4.21) は、Uivak II の年代 (Wanless et al., 1979) と調和的であるため、Uivak II に属すると考えられる。Uivak II は Maidmont Island, Nulliak Island の対岸でみられるとされてきたが、Uivak Gneiss C はサグレック岩体全域で認められる。

Uivak 片麻岩の年代分布は、Iqaluk 片麻岩を含む最も古い Uivak 片麻岩構成要素が St John's Harbour South (SJHS) の周辺で存在し、Torr Bay, Tigigakyuk Inlet, Big Island など、SJHS から離れると若くなることを示している (Fig. 4.21)。一方、North Atlantic Craton は、東のスコットランドから西に行くにつれ古くなる年代極性を有するが、本地域では必ずしも西ほど古くなる傾向は認められない。

サグレック岩体では更なる年代学的研究が必要である。その理由として、露頭および地質図スケールにおいて、若い花崗岩質岩脈が複雑に広く貫入しており (Fig. 4.2 から 4.7)、また、Iqaluk 片麻岩のジルコン中でさえインヘリテッドコアが認められることから、より古い地殻 (花崗岩質岩) のリワーキングが広く頻繁に起こっていたからである。今後、露頭での詳細な産状記載と合わせ、さらに多くの精度の高いデータが得られることに期待する。



**Fig. 4.21** Summary of ages of protoliths of orthogneisses in the Saglek Block. Data from this work, Schiøtte et al. (1989b) and Shimojo et al. (2016). The Uivak Gneiss is very varied in age and range from 3627 to 3953 Ma. The Uivak Gneiss can be classified into six groups based on the ages. The Iqaluk Gneiss is distributed in the St John's Harbour South area, whereas Paleoproterozoic orthogneiss is widely distributed over the Saglek Block.

#### 4.5.4 苦鉄質岩および礫岩からのジルコンの年代分布

いくつかの先行研究から Nulliak 表成岩類の珪岩および酸性火山岩のジルコン年代が報告されている (Nutman and Collerson, 1991; Schiøtte et al., 1989a). 珪岩からのジルコンは 2760 から 3845 Ma の年代を示し, 特に 3750-2760 Ma 間はディスコーディアラインを形成する. 3800-3750 Ma の年代を示す分析データはコンコーディア曲線上にプロットされるが, ディスコーディアラインを形成していたとしても見かけ上は直線状であるため, 解釈には注意を要する. 先行研究では CL 像や後方散乱 (back-scattered : BS) 像の記載はなく, ジルコンのその後の熱イベントによる影響は未評価である. その他に, Blue Bell Island の酸性変火山岩と解釈されるザクロ石-黒雲母片岩中のジルコンから 3546-3785 Ma の年代が得られている (Schiøtte et al., 1989a). それらの年代のうち, 古い粒子の平均値は 3776 Ma であり, 彼らはその年代を酸性火山岩の堆積年代と解釈した. しかしながら, いずれの先行研究においても, ジルコン記載は顕微鏡の透過及び反射像を用いた記載のみであり, CL 像や BS 像は用いられていない.

本研究では, Nulliak Island の苦鉄質岩 (LAA276) および SJHE の礫岩 (LAA169) のジルコン年代測定を試みた. 苦鉄質岩中のジルコンは, 強く変成を受けており, 一部のジルコンのコアでは累帯構造を有するが発光は非常に弱く (Fig. 4.25), ウラン含有量も比較的高い (Fig. 4.16). それらは 2409-3330 Ma の年代値を示し, 周囲の花崗岩質片麻岩 (LAA273) よりも若い. その特徴は後の変成作用の間に形成もしくは再結晶したジルコンであることを示している.

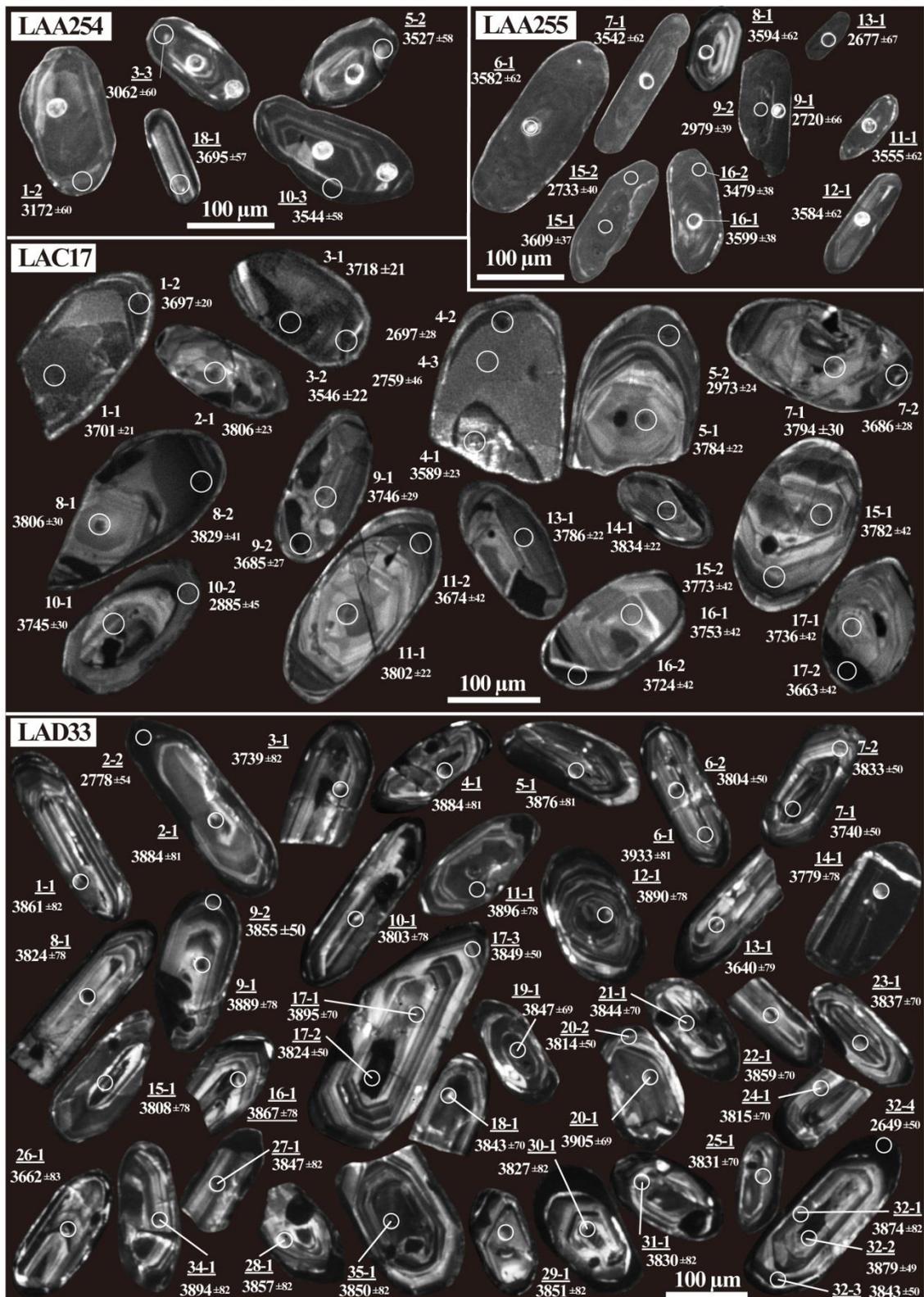
礫岩中のジルコンは 2749-3872 Ma の年代値を示し, 先行研究の珪岩のそれと類似する (Nutman and Collerson, 1991). 礫岩はインヘリテッドコアを有するジルコンを多く含み, それらの累帯構造はマントル領域の累帯構造によって切られる (#11, #13, #17, #19). インヘリテッドコアの全てが累帯構造をもつコアよりも古いわけではないが, 3872 Ma までの比較的古い年代をもつ. また, Th/U 比は散在しており (Fig. 4.15), ジルコンが異なる複数の母岩に由来することを支持する. インヘリテッドコアおよび累帯コアの年代の下限值は, それぞれ  $3605 \pm 64$  Ma および  $3681 \pm 60$  Ma であるが,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年代に対するウラン含有量の相関関係と不明瞭なジルコン CL 像が Pb の損失を示唆していることから, それらの年代値は堆積年代の下限值を示すものではないと考えられる. 年代とウラン含有量の相関関係および CL 像が示唆するように, Pb の損失が有意であるならば, 年代の最高値が堆積年代の下限值をとる場合も考えられる.

## 4.6 結論

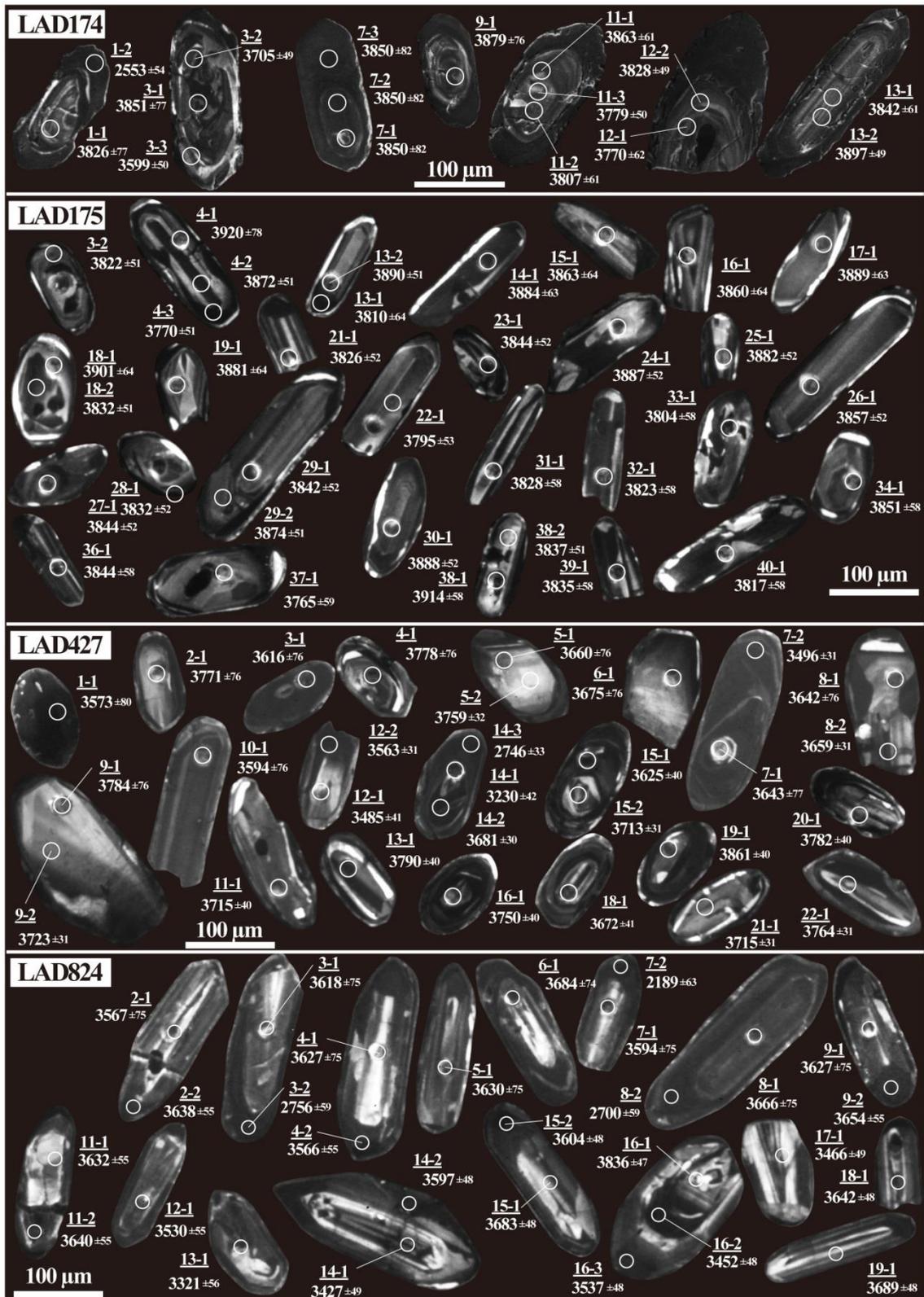
本研究では、サグレック岩体において、花崗岩質片麻岩や表成岩類の原岩年代の制約のため、花崗岩質片麻岩、角閃岩、礫岩中から得られたジルコンのカソードルミネッセンス像を用いた詳細な記載および U-Pb 年代測定を行った。本地域から採取した岩石試料中のジルコン粒子の内部は、コア、マントル、リムの最大 3 領域にわけられる。コアはさらに CL 像観察に基づき、インヘリテッドコア、変質コア、累帯コアの 3 つのグループに分類できる。先行研究では顕微鏡による透過及び反射光観察に基づく分類であったが、CL 像ではジルコンの火成累帯構造や結晶構造の損傷についても観察可能である。さらに、ジルコンの Pb-Pb 年代は、ジルコン内部構造と同様に、ウラン含有量や Th/U 比とも良く相関していることが明らかとなった。従って、本研究では累帯構造を有するコアで、かつ低いウラン含有量の分析点から得られた Pb-Pb 年代を花崗岩質片麻岩の原岩年代と見積もった。

本研究では、St John's Harbour South の露頭において詳細なスケッチマップを作成し、その産状に基づき、花崗岩質片麻岩および苦鉄質包有岩を 7 つのジェネレーション（世代）に分類した。第 1 および第 2 世代は苦鉄質岩から構成され、火成ジルコンが欠如する。本研究では、第 3, 6 および 7 世代の花崗岩質片麻岩の CL 像記載および U-Pb 年代測定を行い、それぞれの原岩年代を  $3902\pm 25$ ,  $3892\pm 33$ , および  $3897\pm 33$  Ma と推定した。この結果は 3.9 Ga より古い Iqaluk 片麻岩の存在を支持するものである。

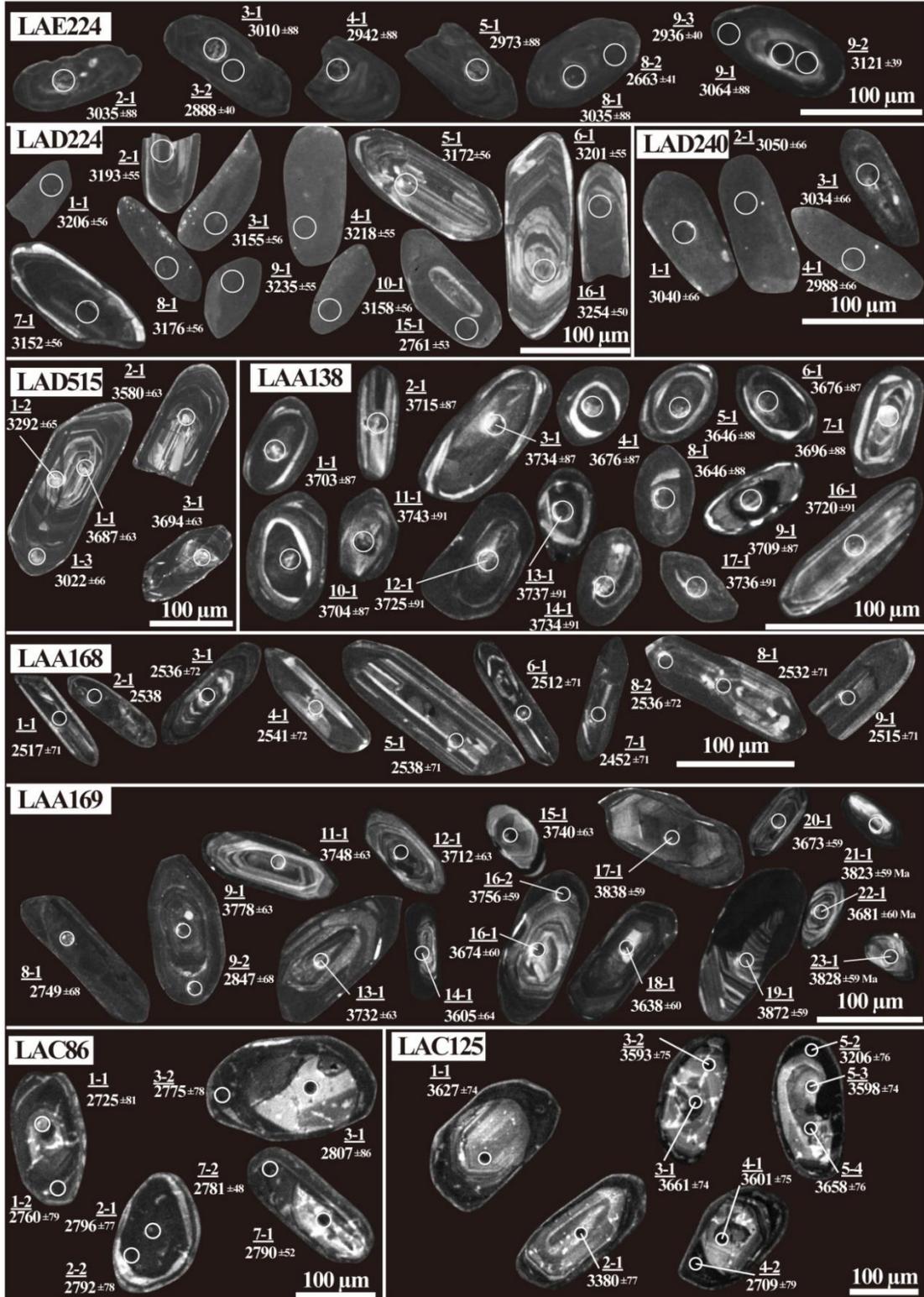
本研究での年代および地質学的研究の結果、Uivak 片麻岩の年代および岩相は非常に多様であることが明らかとなり、それらに基づき、Uivak 片麻岩を暫定的に 6 つのグループに分類した。Iqaluk 片麻岩を含む最も古い Uivak 片麻岩は SJHS 周辺に分布しており、Torr Bay, Tigigakyuk Inlet, Big Island 等、離れるにつれ若い年代を示す。最も古い花崗岩質片麻岩類中のジルコンにもインヘリテッドコアが認められることと同様に、露頭や地質図スケールにおける若い花崗岩質岩のオーバープリントは、太古代以前から既に地殻のリワーキングが起こっていたことを示す重要な知見である。



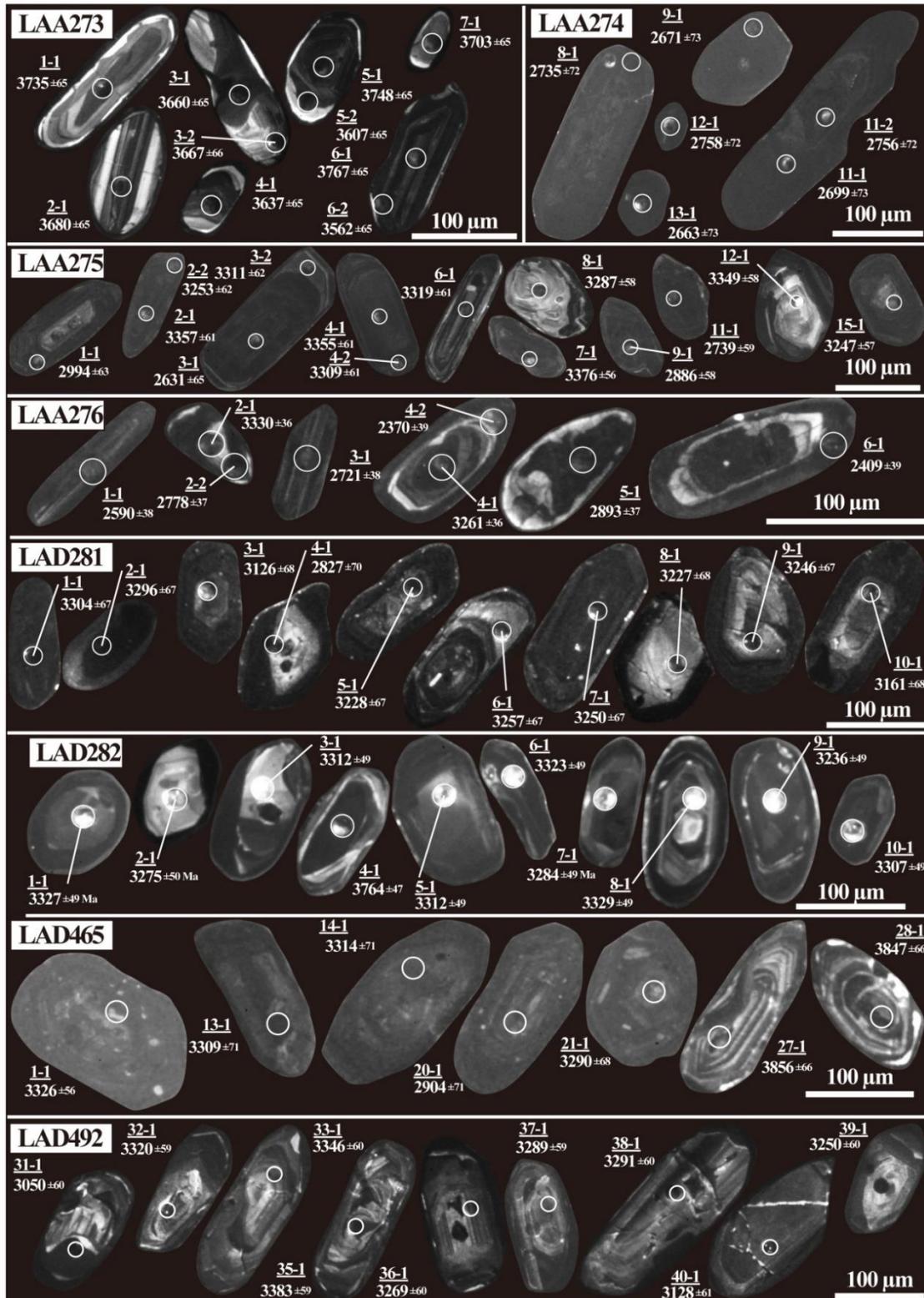
**Fig. 4.22** Cathodoluminescence images and U-Pb ages of zircons from LAA254, LAA255, LAC17 and LAD33 samples in the St John's Harbour South area.



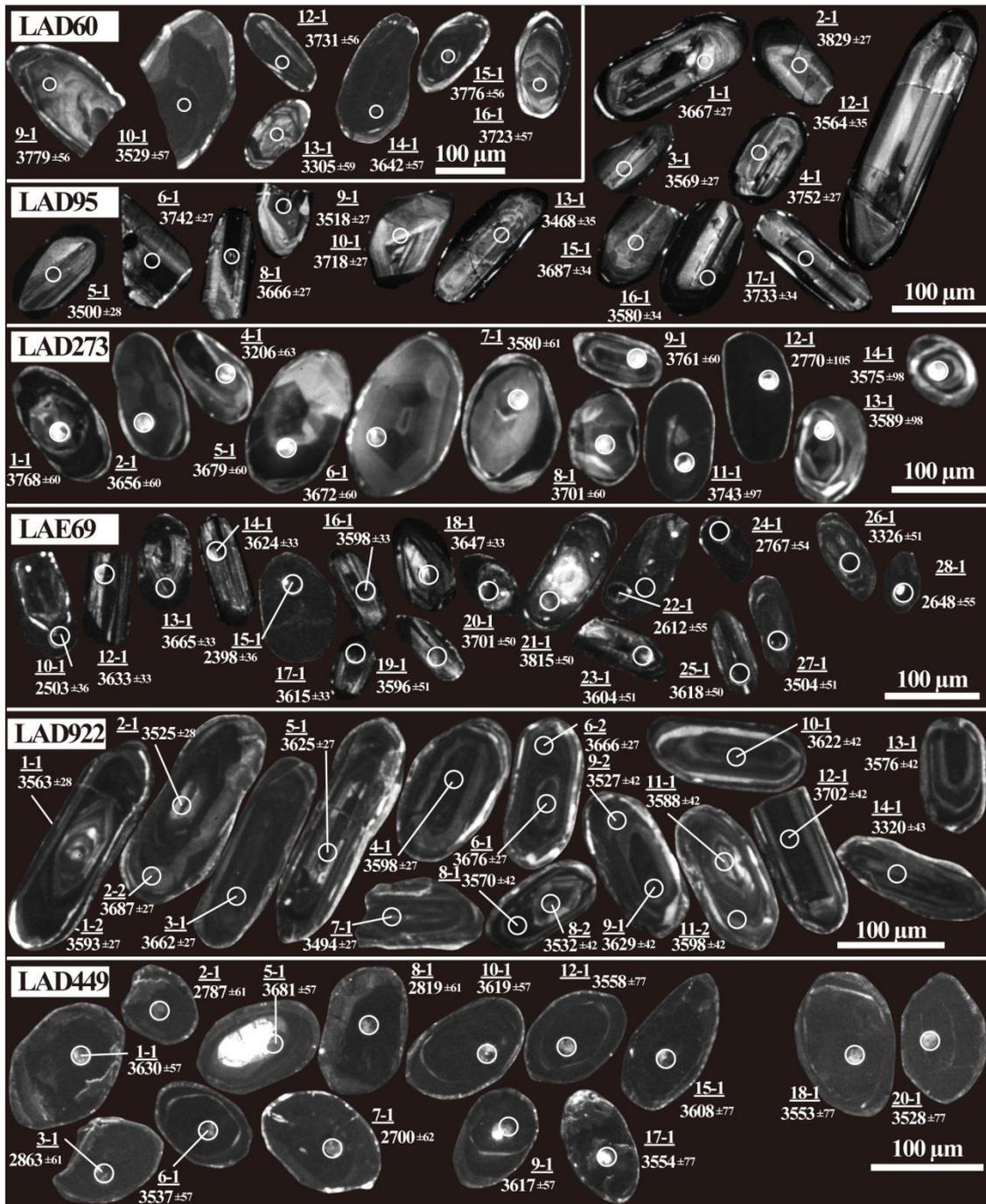
**Fig. 4.23** Cathodoluminescence images and U-Pb ages of zircons from LAD174, LAD175, LAD427 and LAD824 samples in the St John's Harbour South area.



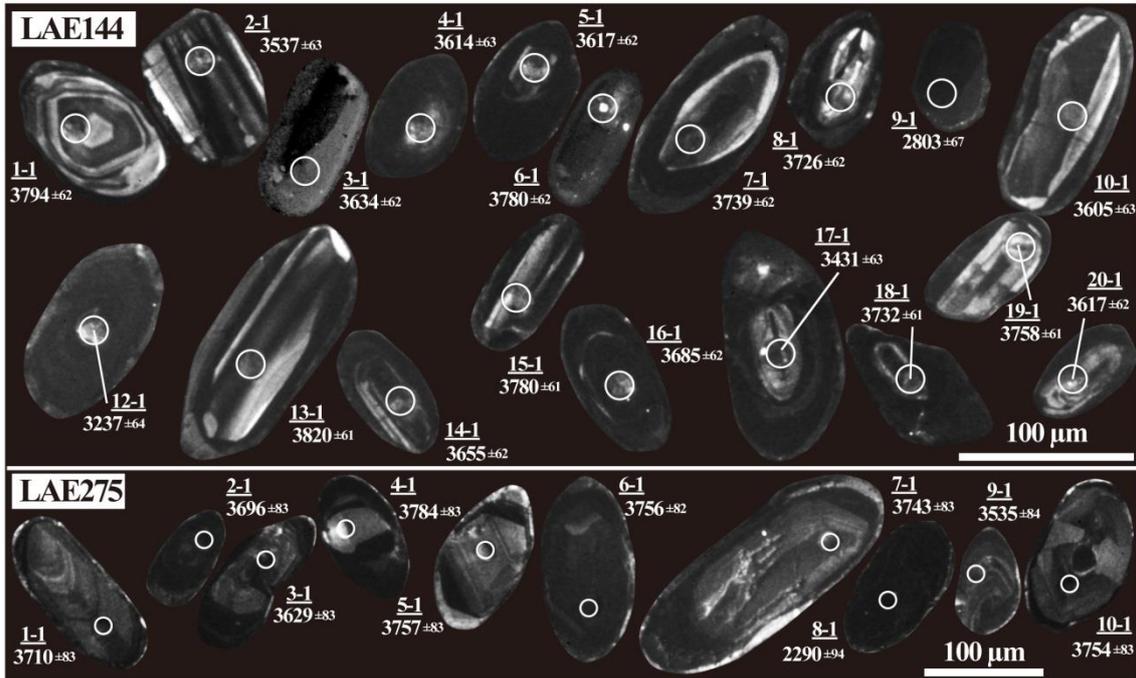
**Fig. 4.24** Cathodoluminescence images and U-Pb ages of zircons from LAE224, LAD224, LAD240, LAD515 and LAA138 samples in Big Island, LAA168 and LAA169 samples in the St John's Harbour East area, and LAC86 and LAC125 samples in Tigigakyuk Inlet area.



**Fig. 4.25** Cathodoluminescence images and U-Pb ages of zircons from LAA273, LAA274, LAA275, LAA276, LAD281 and LAD282 samples in Nulliak Island and LAD465 and LAD492 samples in the opposite side of the Nulliak Island.



**Fig. 4.26** Cathodoluminescence images and U-Pb ages of zircons from LAD60 (Torr Bay), LAD95 (St John's Harbour Southeast), LAD273 and LAE69 (Pangertok Inlet), LAD922 (Kiyuktok Cove) and LAD449 (Ukkalek Island) samples.



**Fig. 4.27** Cathodoluminescence images and U-Pb ages of zircons from LAE144 and LAE275 samples in northern Hebron area.

**Table 4.2** Trace element compositions and Pb-Pb ages of zircons

Grain spot	Internal structure <sup>a</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.**
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAA254 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
No.											(%)
1-2	Oscillatory zoned overgrowth	563	113	0.20	0.0004	0.5930 ± 0.0223	20.2770 ± 1.0683	0.2480 ± 0.0091	3002 ± 91	3172 ± 60	-5
3-3	Mantle without zoning	628	232	0.37	0.0002	0.4957 ± 0.0187	15.8187 ± 0.8335	0.2315 ± 0.0085	2595 ± 81	3062 ± 60	-15
5-2	Mantle without zoning	468	138	0.30	0.0001	0.6968 ± 0.0262	29.9087 ± 1.5757	0.3113 ± 0.0115	3409 ± 100	3527 ± 58	-3
10-3	Mantle without zoning	829	130	0.16	0.0001	0.7311 ± 0.0275	31.7196 ± 1.6706	0.3147 ± 0.0116	3537 ± 103	3544 ± 58	0
18-1	zoned core	165	89	0.54	<0.0001	0.7817 ± 0.0294	37.4368 ± 1.9742	0.3473 ± 0.0128	3723 ± 107	3695 ± 57	1
<b>LAA255 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
6-1	altered core	359	151	0.42	<0.0001	0.7654 ± 0.0235	34.0344 ± 1.6979	0.3225 ± 0.0127	3664 ± 86	3582 ± 62	2
7-1	altered core	883	278	0.32	<0.0001	0.6788 ± 0.0208	29.4210 ± 1.4637	0.3143 ± 0.0123	3340 ± 80	3542 ± 62	-6
8-1	altered core	171	124	0.73	<0.0001	0.7616 ± 0.0235	34.1420 ± 1.7128	0.3251 ± 0.0129	3650 ± 87	3594 ± 62	2
9-1	overgrowth	546	65	0.12	<0.0001	0.5598 ± 0.0172	14.4731 ± 0.7228	0.1875 ± 0.0074	2866 ± 71	2720 ± 66	5
9-2	altered core	868	311	0.36	0.0005	0.5691 ± 0.0288	17.2402 ± 0.9678	0.2197 ± 0.0053	2904 ± 120	2979 ± 39	-3
11-1	altered core	917	433	0.47	<0.0001	0.7245 ± 0.0222	31.6630 ± 1.5749	0.3170 ± 0.0124	3513 ± 84	3555 ± 62	-1
12-1	altered core	278	110	0.39	0.0002	0.7753 ± 0.0238	34.5132 ± 1.7242	0.3229 ± 0.0127	3700 ± 87	3584 ± 62	3
13-1	altered core	1020	214	0.21	0.0013	0.4160 ± 0.0128	10.4733 ± 0.5222	0.1826 ± 0.0072	2242 ± 58	2677 ± 67	-16
14-1	altered core	484	283	0.59	0.0009	0.6742 ± 0.0207	27.8446 ± 1.3882	0.2995 ± 0.0118	3322 ± 80	3468 ± 62	-4
15-1	altered core	1151	133	0.12	<0.0001	0.6947 ± 0.0352	31.4372 ± 1.7643	0.3282 ± 0.0079	3401 ± 135	3609 ± 37	-6
15-2	overgrowth	444	97	0.22	0.0002	0.5413 ± 0.0274	14.1061 ± 0.7923	0.1890 ± 0.0046	2789 ± 116	2733 ± 40	2
16-1	altered core	384	166	0.43	0.0006	0.7468 ± 0.0379	33.5725 ± 1.8849	0.3260 ± 0.0079	3596 ± 141	3599 ± 38	0
16-2	overgrowth	784	340	0.43	0.0001	0.6957 ± 0.0353	28.9351 ± 1.6241	0.3017 ± 0.0073	3404 ± 135	3479 ± 38	-2
<b>LAC017 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
1-1	altered core	317	5	0.02	<0.0001	0.7704 ± 0.0080	37.0253 ± 0.6330	0.3485 ± 0.0047	3682 ± 29	3701 ± 21	-1
1-2	overgrowth	517	111	0.22	<0.0001	0.7656 ± 0.0078	36.7125 ± 0.6180	0.3477 ± 0.0047	3665 ± 29	3697 ± 20	-1
2-1	altered core	62	51	0.83	0.0005	0.8128 ± 0.0097	41.8599 ± 0.8158	0.3735 ± 0.0058	3835 ± 35	3806 ± 23	1
3-1	altered core	230	75	0.33	<0.0001	0.7817 ± 0.0082	37.9912 ± 0.6586	0.3525 ± 0.0049	3723 ± 30	3718 ± 21	0
3-2	overgrowth	168	22	0.13	<0.0001	0.7352 ± 0.0079	31.9406 ± 0.5684	0.3151 ± 0.0045	3553 ± 29	3546 ± 22	0
4-1	inherited core	108	44	0.41	<0.0001	0.7734 ± 0.0086	34.5551 ± 0.6362	0.3240 ± 0.0047	3693 ± 31	3589 ± 23	3
4-2	overgrowth	79	30	0.37	0.0008	0.5511 ± 0.0066	14.0449 ± 0.2928	0.1848 ± 0.0032	2830 ± 27	2697 ± 28	5
4-3	overgrowth	88	39	0.45	0.0004	0.5076 ± 0.0197	13.4307 ± 0.6394	0.1919 ± 0.0053	2646 ± 85	2759 ± 46	-4
5-1	oscillatory zoned core	113	81	0.72	0.0002	0.8009 ± 0.0089	40.6488 ± 0.7396	0.3681 ± 0.0053	3792 ± 32	3784 ± 22	0
5-2	overgrowth	194	22	0.11	0.0002	0.5931 ± 0.0064	17.9020 ± 0.3244	0.2189 ± 0.0032	3002 ± 26	2973 ± 24	1
6-1	oscillatory zoned core	202	66	0.32	0.0002	0.6936 ± 0.0088	28.2731 ± 0.6213	0.2956 ± 0.0053	3396 ± 34	3447 ± 28	-1
6-2	overgrowth	169	55	0.32	<0.0001	0.5225 ± 0.0068	14.1324 ± 0.3233	0.1961 ± 0.0037	2710 ± 29	2794 ± 31	-3
7-1	altered core	42	27	0.66	0.0022	0.7581 ± 0.0111	38.7360 ± 0.9586	0.3705 ± 0.0074	3637 ± 41	3794 ± 30	-4
7-2	overgrowth	143	1	0.01	<0.0001	0.7960 ± 0.0103	37.9019 ± 0.8398	0.3453 ± 0.0062	3775 ± 37	3686 ± 28	2
8-1	oscillatory zoned core	41	29	0.70	<0.0001	0.8060 ± 0.0118	41.5313 ± 1.0282	0.3737 ± 0.0075	3810 ± 42	3806 ± 30	0
8-2	overgrowth	298	140	0.47	<0.0001	0.8262 ± 0.0320	43.1983 ± 2.0414	0.3792 ± 0.0102	3882 ± 114	3829 ± 41	0
9-1	oscillatory zoned core	59	48	0.81	0.0005	0.7727 ± 0.0108	38.2632 ± 0.9109	0.3591 ± 0.0069	3691 ± 39	3746 ± 29	-1
9-2	overgrowth	298	10	0.03	<0.0001	0.7474 ± 0.0094	35.5606 ± 0.7670	0.3450 ± 0.0056	3598 ± 35	3685 ± 27	-2
10-1	oscillatory zoned core	52	29	0.56	0.0002	0.8140 ± 0.0115	40.2754 ± 0.9679	0.3588 ± 0.0070	3839 ± 41	3745 ± 30	3
10-2	overgrowth	207	29	0.14	<0.0001	0.5353 ± 0.0208	15.3047 ± 0.7248	0.2074 ± 0.0056	2764 ± 88	2885 ± 45	-4
11-1	oscillatory zoned core	62	63	1.01	<0.0001	0.7855 ± 0.0090	40.3414 ± 0.7433	0.3725 ± 0.0054	3737 ± 33	3802 ± 22	-2
11-2	overgrowth	164	31	0.19	<0.0001	0.7600 ± 0.0295	35.8879 ± 1.6979	0.3425 ± 0.0093	3644 ± 109	3674 ± 42	-1
13-1	overgrowth	84	77	0.91	<0.0001	0.7888 ± 0.0090	40.0896 ± 0.7304	0.3687 ± 0.0053	3749 ± 32	3786 ± 22	-1
14-1	altered core	80	65	0.81	0.0010	0.7909 ± 0.0090	41.4829 ± 0.7564	0.3804 ± 0.0054	3756 ± 32	3834 ± 22	-2
15-1	altered core	106	54	0.51	0.0002	0.7879 ± 0.0306	39.9490 ± 1.8919	0.3677 ± 0.0100	3746 ± 111	3782 ± 42	-1
15-2	overgrowth	113	58	0.52	0.0009	0.8010 ± 0.0311	40.3601 ± 1.9110	0.3654 ± 0.0099	3793 ± 112	3773 ± 42	1
16-1	altered core	51	36	0.71	<0.0001	0.7742 ± 0.0301	38.5159 ± 1.8308	0.3608 ± 0.0099	3696 ± 110	3753 ± 42	-2
16-2	overgrowth	237	9	0.04	<0.0001	0.8007 ± 0.0311	39.0702 ± 1.8470	0.3539 ± 0.0096	3792 ± 112	3724 ± 42	2
17-1	oscillatory zoned core	57	42	0.74	<0.0001	0.8027 ± 0.0312	39.4923 ± 1.8755	0.3568 ± 0.0097	3799 ± 113	3736 ± 42	2
17-2	overgrowth	833	26	0.03	<0.0001	0.7578 ± 0.0294	35.5409 ± 1.6785	0.3401 ± 0.0092	3636 ± 109	3663 ± 42	-1
<b>LAD033 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
1-1	altered core	43	18	0.41	<0.0001	0.8272 ± 0.0348	44.1932 ± 2.9756	0.3875 ± 0.0204	3886 ± 124	3861 ± 82	1
2-1	altered core	60	52	0.87	<0.0001	0.7967 ± 0.0335	43.1991 ± 2.9040	0.3933 ± 0.0206	3777 ± 121	3884 ± 81	-3
2-2	overgrowth	591	23	0.04	0.0001	0.5254 ± 0.0081	14.0684 ± 0.5034	0.1942 ± 0.0063	2722 ± 35	2778 ± 54	-2
3-1	altered core	45	22	0.49	0.0005	0.7841 ± 0.0330	38.6371 ± 2.6023	0.3574 ± 0.0188	3732 ± 120	3739 ± 82	0
4-1	altered core	53	34	0.64	<0.0001	0.8498 ± 0.0357	46.0827 ± 3.0989	0.3933 ± 0.0206	3965 ± 126	3884 ± 81	2
5-1	oscillatory zoned core	71	49	0.70	<0.0001	0.8812 ± 0.0370	47.5605 ± 3.1940	0.3914 ± 0.0205	4074 ± 128	3876 ± 81	5
6-1	oscillatory zoned core	39	22	0.58	<0.0001	0.8106 ± 0.0341	45.4128 ± 3.0596	0.4063 ± 0.0214	3827 ± 123	3933 ± 81	-3
6-2	oscillatory zoned core	80	56	0.70	<0.0001	0.8251 ± 0.0129	42.4394 ± 1.5255	0.3730 ± 0.0121	3878 ± 46	3804 ± 50	2
7-1	inherited core	179	76	0.42	0.0007	0.7817 ± 0.0122	38.5435 ± 1.3808	0.3576 ± 0.0115	3723 ± 44	3740 ± 50	0
7-2	oscillatory zoned core	94	36	0.38	0.0002	0.8215 ± 0.0128	43.0795 ± 1.5470	0.3803 ± 0.0123	3866 ± 46	3833 ± 50	1
8-1	oscillatory zoned core	67	39	0.58	<0.0001	0.8154 ± 0.0328	42.5051 ± 2.7408	0.3781 ± 0.0190	3844 ± 118	3824 ± 78	1
9-1	inherited core	34	19	0.57	<0.0001	0.8043 ± 0.0325	43.7550 ± 2.8331	0.3946 ± 0.0200	3804 ± 117	3889 ± 78	-2
9-2	oscillatory zoned core	126	61	0.48	<0.0001	0.8381 ± 0.0131	44.6009 ± 1.5992	0.3860 ± 0.0125	3924 ± 46	3855 ± 50	2
10-1	inherited core	75	42	0.57	0.0003	0.8194 ± 0.0330	42.1364 ± 2.7159	0.3729 ± 0.0188	3858 ± 118	3803 ± 78	1
11-1	oscillatory zoned core	166	146	0.88	<0.0001	0.7968 ± 0.0320	43.5541 ± 2.8011	0.3964 ± 0.0199	3778 ± 116	3896 ± 78	-3
12-1	oscillatory zoned core	147	84	0.57	<0.0001	0.8253 ± 0.0331	44.9319 ± 2.8902	0.3949 ± 0.0198	3879 ± 118	3890 ± 78	0
13-1	altered core	58	39	0.67	<0.0001	0.7334 ± 0.0295	33.8620 ± 2.1869	0.3349 ± 0.0169	3546 ± 111	3640 ± 79	-3
14-1	altered core	375	125	0.33	<0.0001	0.7828 ± 0.0314	39.6085 ± 2.5449	0.3670 ± 0.0184	3727 ± 115	3779 ± 78	-1
15-1	altered core	256	273	1.07	<0.0001	0.8414 ± 0.0338	43.3941 ± 2.7890	0.3741 ± 0.0188	3936 ± 119	3808 ± 78	3
16-1	oscillatory zoned core	72	48	0.66	0.0001	0.8342 ± 0.0336	44.7301 ± 2.8830	0.3889 ± 0.0196	3910 ± 119	3867 ± 78	1
17-1	oscillatory zoned core	45	28	0.62	<0.0001	0.8205 ± 0.0467	44.8436 ± 3.2588	0.3964 ± 0.0179	3862 ± 167	3895 ± 70	-1
17-2	altered core	166	104	0.63	0.0002	0.8270 ± 0.0129	43.1085 ± 1.5443	0.3781 ± 0.0122	3885 ± 46	3824 ± 50	2
17-3	oscillatory zoned core	55	25	0.46	<0.0001	0.8299 ± 0.0131	43.9711 ± 1.5852	0.3843 ± 0.0125	3895 ± 46	3849 ± 50	1
18-1	oscillatory zoned core	130	105	0.80	<0.0001	0.8617 ± 0.0489	45.4970 ± 3.2950	0.3830 ± 0.0172	4006 ± 172	3843 ± 70	4
19-1	oscillatory zoned core	288	236	0.82	<0.0001	0.8331 ±					

Table 4.2 (continued)

Grain spot	Internal structure <sup>†</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.**
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAD033 (orthogneiss, St John's Harbour South, continued)</b>											
No.											(%)
22-1	oscillatory zoned core	64	49	0.76	<0.0001	0.8357 ± 0.0475	44.5717 ± 3.2340	0.3868 ± 0.0174	3916 ± 169	3859 ± 70	1
23-1	inherited core	119	89	0.75	<0.0001	0.8267 ± 0.0470	43.4588 ± 3.1482	0.3813 ± 0.0171	3884 ± 168	3837 ± 70	1
24-1	overgrowth	41	18	0.44	<0.0001	0.8356 ± 0.0476	43.2894 ± 3.1476	0.3758 ± 0.0170	3915 ± 169	3815 ± 70	3
25-1	overgrowth	122	99	0.81	<0.0001	0.8378 ± 0.0476	43.8693 ± 3.1777	0.3798 ± 0.0171	3923 ± 169	3831 ± 70	2
26-1	altered core	111	64	0.58	<0.0001	0.7419 ± 0.0416	34.7644 ± 2.6743	0.3398 ± 0.0179	3578 ± 156	3662 ± 83	-2
27-1	oscillatory zoned core	136	133	0.97	<0.0001	0.8330 ± 0.0467	44.0885 ± 3.3892	0.3839 ± 0.0202	3906 ± 166	3847 ± 82	2
28-1	altered core	45	22	0.49	<0.0001	0.8220 ± 0.0462	43.7783 ± 3.3763	0.3863 ± 0.0204	3867 ± 165	3857 ± 82	0
29-1	altered core	76	59	0.78	<0.0001	0.8299 ± 0.0465	44.0293 ± 3.3889	0.3848 ± 0.0203	3895 ± 166	3851 ± 82	1
30-1	altered core	156	82	0.52	<0.0001	0.8201 ± 0.0460	42.8354 ± 3.2923	0.3788 ± 0.0199	3861 ± 165	3827 ± 82	1
31-1	altered core	56	31	0.56	0.0002	0.8453 ± 0.0474	44.2299 ± 3.4076	0.3795 ± 0.0200	3949 ± 168	3830 ± 82	3
32-1	oscillatory zoned core	70	26	0.37	<0.0001	0.7864 ± 0.0441	42.3587 ± 3.2615	0.3907 ± 0.0206	3740 ± 161	3874 ± 82	-3
32-2	altered core	182	123	0.68	<0.0001	0.8417 ± 0.0131	45.4932 ± 1.6291	0.3920 ± 0.0126	3937 ± 46	3879 ± 49	1
32-3	overgrowth	132	60	0.46	0.0001	0.8374 ± 0.0131	44.2053 ± 1.5848	0.3828 ± 0.0124	3922 ± 46	3843 ± 50	2
32-4	overgrowth	676	34	0.05	<0.0001	0.5272 ± 0.0082	13.0552 ± 0.4670	0.1796 ± 0.0058	2730 ± 35	2649 ± 55	3
34-1	oscillatory zoned core	77	41	0.53	<0.0001	0.8363 ± 0.0469	45.6767 ± 3.5154	0.3961 ± 0.0209	3918 ± 167	3894 ± 82	1
35-1	altered core	138	105	0.76	<0.0001	0.8650 ± 0.0485	45.8681 ± 3.5258	0.3846 ± 0.0202	4018 ± 170	3850 ± 82	4
<b>LAD174 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
1-1	inherited core	99	62	0.63	<0.0001	0.8202 ± 0.0477	42.7947 ± 3.2660	0.3784 ± 0.0187	3861 ± 171	3826 ± 77	1
1-2	overgrowth	983	63	0.06	0.0001	0.4703 ± 0.0209	10.9931 ± 0.6023	0.1695 ± 0.0054	2485 ± 92	2553 ± 54	-3
2-1	oscillatory zoned core	221	186	0.84	0.0002	0.7864 ± 0.0457	42.7158 ± 3.2575	0.3940 ± 0.0194	3740 ± 167	3886 ± 76	-4
3-1	inherited core	182	131	0.72	<0.0001	0.7841 ± 0.0456	41.6182 ± 3.1743	0.3850 ± 0.0190	3732 ± 167	3851 ± 77	-3
3-2	altered core	740	65	0.09	0.0001	0.7447 ± 0.0333	36.0371 ± 1.9738	0.3495 ± 0.0111	3599 ± 124	3705 ± 49	-3
3-3	overgrowth	290	69	0.24	<0.0001	0.7587 ± 0.0338	34.1212 ± 1.8700	0.3262 ± 0.0104	3639 ± 125	3599 ± 50	1
4-1	oscillatory zoned core	191	62	0.32	<0.0001	0.8161 ± 0.0475	40.3724 ± 3.0792	0.3588 ± 0.0177	3847 ± 171	3745 ± 77	3
5-1	oscillatory zoned core	113	80	0.70	<0.0001	0.8116 ± 0.0472	42.9944 ± 3.2807	0.3842 ± 0.0190	3831 ± 170	3848 ± 77	0
6-1	oscillatory zoned core	524	212	0.40	0.0013	0.5006 ± 0.0291	18.1751 ± 1.3859	0.2633 ± 0.0130	2616 ± 126	3267 ± 80	-20
7-1	altered core	270	52	0.19	0.0003	0.7390 ± 0.0430	35.3368 ± 2.6947	0.3468 ± 0.0171	3567 ± 161	3693 ± 77	-3
7-2	altered core	516	180	0.35	0.0001	0.8198 ± 0.0365	38.7537 ± 2.1229	0.3429 ± 0.0109	3860 ± 131	3676 ± 50	5
7-3	overgrowth	1979	101	0.05	0.0007	0.4797 ± 0.0214	10.5814 ± 0.5796	0.1600 ± 0.0051	2526 ± 94	2455 ± 55	3
8-1	oscillatory zoned core	246	225	0.91	<0.0001	0.8168 ± 0.0475	43.6723 ± 3.3302	0.3878 ± 0.0191	3849 ± 171	3862 ± 76	0
9-1	oscillatory zoned core	293	241	0.82	0.0001	0.8012 ± 0.0466	43.3061 ± 3.3020	0.3920 ± 0.0193	3794 ± 169	3879 ± 76	-2
10-1	altered core	71	299	4.22	0.0013	0.6481 ± 0.0377	28.5186 ± 2.1791	0.3191 ± 0.0158	3221 ± 149	3566 ± 78	-10
11-1	oscillatory zoned core	327	250	0.76	0.0003	0.8198 ± 0.0379	43.8488 ± 2.6730	0.3879 ± 0.0154	3859 ± 136	3863 ± 61	0
11-2	altered core	262	204	0.77	0.0002	0.8135 ± 0.0376	41.9251 ± 2.5562	0.3738 ± 0.0148	3837 ± 135	3807 ± 61	1
11-3	inherited core	94	34	0.36	0.0004	0.7672 ± 0.0342	37.8056 ± 2.0757	0.3574 ± 0.0115	3671 ± 126	3739 ± 50	-2
12-1	altered core	185	60	0.32	<0.0001	0.8008 ± 0.0371	40.2916 ± 2.4576	0.3649 ± 0.0145	3792 ± 134	3770 ± 62	1
12-2	oscillatory zoned core	120	62	0.52	0.0002	0.7792 ± 0.0347	40.7203 ± 2.2342	0.3790 ± 0.0121	3714 ± 127	3828 ± 69	-3
13-1	oscillatory zoned core	142	94	0.67	<0.0001	0.8248 ± 0.0382	43.5134 ± 2.6549	0.3826 ± 0.0152	3877 ± 136	3842 ± 61	1
13-2	oscillatory zoned core	112	67	0.59	<0.0001	0.8390 ± 0.0374	45.9019 ± 2.5184	0.3968 ± 0.0127	3927 ± 132	3897 ± 49	1
20-2	overgrowth	1979	101	0.05	0.0007	0.4797 ± 0.0214	10.5814 ± 0.5796	0.1600 ± 0.0051	2526 ± 94	2455 ± 55	3
21-1	altered core	556	73	0.13	0.0012	0.5705 ± 0.0254	25.6917 ± 1.4076	0.3266 ± 0.0104	2910 ± 105	3601 ± 50	-19
22-1	altered core	1188	153	0.13	0.0013	0.3563 ± 0.0159	7.7079 ± 0.4223	0.1569 ± 0.0050	1965 ± 76	2422 ± 55	-19
<b>LAD175 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
3-2	oscillatory zoned core	127	56	0.44	0.0002	0.8555 ± 0.0146	44.5400 ± 1.6690	0.3776 ± 0.0126	3985 ± 51	3822 ± 51	4
4-1	oscillatory zoned core	128	66	0.51	<0.0001	0.7796 ± 0.0385	43.3139 ± 3.0616	0.4029 ± 0.0204	3716 ± 141	3920 ± 78	-5
4-2	oscillatory zoned core	164	109	0.66	<0.0001	0.7899 ± 0.0134	42.4939 ± 1.5912	0.3901 ± 0.0130	3753 ± 49	3872 ± 51	-3
4-3	overgrowth	658	147	0.22	<0.0001	0.7876 ± 0.0134	39.6063 ± 1.4797	0.3647 ± 0.0121	3745 ± 48	3770 ± 51	-1
13-2	oscillatory zoned core	262	82	0.31	<0.0001	0.8272 ± 0.0140	45.0485 ± 1.6848	0.3950 ± 0.0132	3886 ± 50	3890 ± 51	0
14-1	altered core	295	309	1.05	<0.0001	0.8222 ± 0.0359	44.6044 ± 2.6783	0.3935 ± 0.0162	3868 ± 128	3884 ± 63	0
15-1	altered core	93	85	0.91	<0.0001	0.8023 ± 0.0351	42.9106 ± 2.5802	0.3879 ± 0.0160	3797 ± 127	3863 ± 64	-2
16-1	altered core	172	135	0.79	<0.0001	0.8219 ± 0.0359	43.8622 ± 2.6349	0.3871 ± 0.0159	3867 ± 128	3860 ± 64	0
17-1	altered core	140	123	0.88	<0.0001	0.8113 ± 0.0355	44.1487 ± 2.6528	0.3947 ± 0.0163	3829 ± 128	3889 ± 63	-2
18-1	oscillatory zoned core	75	45	0.61	0.0002	0.8232 ± 0.0360	45.1684 ± 2.7171	0.3979 ± 0.0164	3872 ± 129	3901 ± 64	-1
18-2	altered core	114	60	0.52	0.0006	0.7575 ± 0.0129	39.6910 ± 1.4885	0.3800 ± 0.0127	3635 ± 48	3832 ± 51	-5
19-1	oscillatory zoned core	100	81	0.82	<0.0001	0.8117 ± 0.0355	43.9238 ± 2.6407	0.3925 ± 0.0162	3831 ± 128	3881 ± 64	-1
21-1	oscillatory zoned core	139	109	0.78	0.0001	0.7926 ± 0.0359	41.3681 ± 2.3430	0.3785 ± 0.0129	3763 ± 130	3826 ± 52	-2
22-1	altered core	75	61	0.81	<0.0001	0.8317 ± 0.0377	42.5256 ± 2.4115	0.3708 ± 0.0126	3902 ± 134	3795 ± 53	3
23-1	altered core	177	111	0.63	<0.0001	0.8317 ± 0.0377	43.9371 ± 2.4876	0.3832 ± 0.0130	3902 ± 134	3844 ± 52	1
24-1	altered core	53	18	0.34	<0.0001	0.7852 ± 0.0356	42.6752 ± 2.4228	0.3942 ± 0.0135	3736 ± 130	3887 ± 52	-4
25-1	altered core	103	66	0.64	<0.0001	0.8267 ± 0.0375	44.7766 ± 2.5372	0.3928 ± 0.0134	3884 ± 134	3882 ± 52	0
26-1	altered core	119	92	0.78	<0.0001	0.8131 ± 0.0368	43.3254 ± 2.4544	0.3864 ± 0.0131	3836 ± 132	3857 ± 52	-1
27-1	altered core	216	135	0.62	<0.0001	0.8175 ± 0.0370	43.1875 ± 2.4447	0.3831 ± 0.0130	3852 ± 133	3844 ± 52	0
28-1	altered core	210	149	0.71	<0.0001	0.8030 ± 0.0364	42.0795 ± 2.3821	0.3800 ± 0.0129	3800 ± 131	3832 ± 52	-1
29-1	inherited	102	80	0.78	<0.0001	0.8391 ± 0.0380	44.2678 ± 2.5084	0.3826 ± 0.0130	3928 ± 135	3842 ± 52	2
29-2	oscillatory zoned core	95	42	0.45	0.0003	0.8099 ± 0.0138	43.6319 ± 1.6372	0.3907 ± 0.0131	3825 ± 49	3874 ± 51	-1
30-1	oscillatory zoned core	106	71	0.67	<0.0001	0.8676 ± 0.0393	47.1743 ± 2.6727	0.3944 ± 0.0134	4027 ± 137	3888 ± 52	4
31-1	altered core	252	63	0.25	<0.0001	0.7940 ± 0.0235	41.4933 ± 1.9889	0.3790 ± 0.0143	3768 ± 85	3828 ± 58	-2
32-1	altered core	240	252	1.05	<0.0001	0.7771 ± 0.0230	40.4730 ± 1.9402	0.3778 ± 0.0142	3706 ± 84	3823 ± 58	-3
33-1	altered core	572	74	0.13	0.0001	0.7768 ± 0.0230	39.9600 ± 1.9139	0.3731 ± 0.0141	3706 ± 84	3804 ± 58	-3
34-1	oscillatory zoned core	163	80	0.49	<0.0001	0.7751 ± 0.0230	41.1349 ± 1.9734	0.3849 ± 0.0145	3699 ± 84	3851 ± 58	-4
35-1	altered core	233	230	0.99	<0.0001	0.8070 ± 0.0239	43.3507 ± 2.0781	0.3896 ± 0.0147	3814 ± 86	3869 ± 58	-1
36-1	altered core	275	271	0.98	<0.0001	0.8261 ± 0.0245	43.6300 ± 2.0910	0.3831 ± 0.0144	3882 ± 87	3844 ± 58	1
37-1	altered core	71	25	0.36	<0.0001	0.7939 ± 0.0236	39.7717 ± 1.9137	0.3633 ± 0.0138	3767 ± 85	3764 ± 59	0
38-1	altered core	256	336	1.31	<0.0001	0.7673 ± 0.0227	42.4497 ± 2.0348	0.4012 ± 0.0151	3671 ± 83	3914 ± 58	-6
38-2	altered core	207									

**Table 4.2 (continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>a</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAD427 (orthogneiss, St John's Harbour South, continued)</b>											
2-1	white zoned core	44	37	0.83	0.0002	0.8178 ± 0.0191	41.1665 ± 2.2177	0.3651 ± 0.0177	3852 ± 68	3771 ± 76	2
3-1	altered core	845	44	0.05	<0.0001	0.7508 ± 0.0174	34.1336 ± 1.8293	0.3297 ± 0.0159	3610 ± 64	3616 ± 76	0
4-1	altered core	58	61	1.05	0.0001	0.7511 ± 0.0175	37.9864 ± 2.0443	0.3668 ± 0.0178	3611 ± 65	3778 ± 76	-4
5-1	altered core	38	23	0.62	<0.0001	0.7111 ± 0.0167	33.2765 ± 1.7963	0.3394 ± 0.0165	3463 ± 63	3660 ± 76	-5
5-2	white zoned core	23	16	0.68	<0.0001	0.7638 ± 0.0205	38.1519 ± 1.2819	0.3623 ± 0.0075	3658 ± 74	3759 ± 32	-3
6-1	altered core	57	23	0.40	<0.0001	0.7102 ± 0.0166	33.5682 ± 1.8074	0.3428 ± 0.0166	3459 ± 63	3675 ± 76	-6
7-1	altered core	27	3	0.13	<0.0001	0.7448 ± 0.0175	34.4636 ± 1.8652	0.3356 ± 0.0164	3589 ± 65	3643 ± 77	-1
7-2	overgrowth	1203	72	0.06	0.0001	0.6373 ± 0.0166	26.7996 ± 0.8742	0.3050 ± 0.0060	3179 ± 66	3496 ± 31	-9
8-1	white zoned core	44	29	0.66	<0.0001	0.7020 ± 0.0164	32.4707 ± 1.7510	0.3355 ± 0.0163	3428 ± 63	3642 ± 76	-6
8-2	white zoned core	67	63	0.95	<0.0001	0.7244 ± 0.0189	33.8634 ± 1.1165	0.3391 ± 0.0068	3512 ± 71	3659 ± 31	-4
9-1	white zoned core	19	13	0.69	0.0001	0.7616 ± 0.0180	38.6559 ± 2.0985	0.3681 ± 0.0180	3650 ± 66	3784 ± 76	-4
9-2	white zoned core	42	38	0.91	0.0006	0.7171 ± 0.0188	34.9784 ± 1.1607	0.3538 ± 0.0072	3485 ± 71	3723 ± 31	-6
10-1	gray zoned core	288	60	0.21	<0.0001	0.7773 ± 0.0180	34.8350 ± 1.8680	0.3250 ± 0.0157	3707 ± 66	3594 ± 76	3
11-1	gray zoned core	74	79	1.07	<0.0001	0.7689 ± 0.0227	37.3108 ± 1.4714	0.3519 ± 0.0092	3677 ± 83	3715 ± 40	-1
12-1	gray zoned core	74	62	0.84	<0.0001	0.7004 ± 0.0207	29.2441 ± 1.1545	0.3028 ± 0.0079	3422 ± 79	3485 ± 41	-2
12-2	altered core	423	63	0.15	<0.0001	0.7259 ± 0.0189	31.8790 ± 1.0411	0.3185 ± 0.0063	3518 ± 71	3563 ± 31	-1
13-1	inherited core	88	125	1.43	<0.0001	0.7941 ± 0.0234	40.4726 ± 1.5941	0.3696 ± 0.0096	3768 ± 85	3790 ± 40	-1
14-1	overgrowth	158	24	0.15	<0.0001	0.6283 ± 0.0185	22.2905 ± 0.8773	0.2573 ± 0.0067	3143 ± 74	3230 ± 42	-3
14-2	inherited core	303	4	0.01	<0.0001	0.7278 ± 0.0190	34.5264 ± 1.1282	0.3441 ± 0.0068	3525 ± 71	3681 ± 30	-4
14-3	overgrowth	243	82	0.34	<0.0001	0.5524 ± 0.0144	14.5070 ± 0.4756	0.1905 ± 0.0038	2835 ± 60	2746 ± 33	0
15-1	overgrowth	266	9	0.03	<0.0001	0.7519 ± 0.0221	34.3947 ± 1.3505	0.3318 ± 0.0086	3614 ± 82	3625 ± 40	3
15-2	inherited core	77	1	0.01	<0.0001	0.7456 ± 0.0195	36.1158 ± 1.1885	0.3513 ± 0.0070	3591 ± 72	3713 ± 31	-3
16-1	inherited core	88	15	0.18	<0.0001	0.8460 ± 0.0250	41.9859 ± 1.6534	0.3599 ± 0.0094	3952 ± 88	3750 ± 40	5
17-1	altered core	140	142	1.01	<0.0001	0.8009 ± 0.0236	41.5274 ± 1.6326	0.3761 ± 0.0098	3792 ± 85	3816 ± 40	-1
18-1	inherited core	59	1	0.02	<0.0001	0.7422 ± 0.0219	35.0090 ± 1.3832	0.3421 ± 0.0090	3579 ± 82	3672 ± 41	-3
19-1	inherited core	61	69	1.12	<0.0001	0.8445 ± 0.0249	45.1020 ± 1.7793	0.3874 ± 0.0101	3946 ± 88	3861 ± 40	2
20-1	oscillatory zoned core	50	43	0.86	<0.0001	0.8160 ± 0.0241	41.3644 ± 1.6349	0.3677 ± 0.0096	3846 ± 86	3782 ± 40	2
21-1	oscillatory zoned core	51	56	1.10	0.0007	0.7761 ± 0.0203	37.6530 ± 1.2443	0.3519 ± 0.0071	3705 ± 74	3715 ± 31	0
22-1	oscillatory zoned core	87	37	0.43	<0.0001	0.7875 ± 0.0206	39.4434 ± 1.2959	0.3633 ± 0.0072	3744 ± 75	3764 ± 31	-1
<b>LAD824 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
2-1	altered core	122	79	0.65	<0.0001	0.7909 ± 0.0790	34.8324 ± 3.8542	0.3194 ± 0.0152	3756 ± 291	3567 ± 75	5
2-2	overgrowth	261	90	0.34	<0.0001	0.7965 ± 0.0348	36.7298 ± 2.0627	0.3344 ± 0.0118	3777 ± 126	3638 ± 55	4
3-1	oscillatory zoned core	104	45	0.44	<0.0001	0.7452 ± 0.0745	33.9306 ± 3.7548	0.3302 ± 0.0157	3590 ± 281	3618 ± 75	-1
3-2	overgrowth	568	68	0.12	<0.0001	0.7424 ± 0.0325	19.6145 ± 1.1012	0.1916 ± 0.0067	3579 ± 121	2756 ± 59	30
4-1	oscillatory zoned core	112	85	0.75	<0.0001	0.7892 ± 0.0789	36.1440 ± 3.9994	0.3321 ± 0.0158	3750 ± 291	3627 ± 75	3
4-2	overgrowth	428	136	0.32	<0.0001	0.7471 ± 0.0327	32.8848 ± 1.8462	0.3192 ± 0.0112	3597 ± 122	3566 ± 55	1
5-1	oscillatory zoned core	152	118	0.78	<0.0001	0.7861 ± 0.0785	36.0785 ± 3.9916	0.3329 ± 0.0158	3739 ± 290	3630 ± 75	3
6-1	oscillatory zoned core	246	311	1.27	<0.0001	0.7734 ± 0.0773	36.7632 ± 4.0666	0.3448 ± 0.0164	3693 ± 287	3684 ± 74	0
7-1	white zoned core	133	95	0.71	0.0002	0.7549 ± 0.0754	33.8319 ± 3.7433	0.3250 ± 0.0155	3625 ± 283	3594 ± 75	1
7-2	overgrowth	1811	377	0.21	0.0025	0.4121 ± 0.0180	7.7839 ± 0.4369	0.1370 ± 0.0048	2225 ± 83	2189 ± 63	2
8-1	oscillatory zoned core	236	181	0.77	<0.0001	0.7409 ± 0.0740	34.8062 ± 3.8502	0.3407 ± 0.0162	3574 ± 280	3666 ± 75	-3
8-2	overgrowth	747	156	0.21	<0.0001	0.5539 ± 0.0242	14.1462 ± 0.7942	0.1852 ± 0.0065	2841 ± 101	2700 ± 59	5
9-1	gray zoned core	176	118	0.67	<0.0001	0.7613 ± 0.0761	34.8655 ± 3.8571	0.3322 ± 0.0158	3649 ± 285	3627 ± 75	0
9-2	altered core	452	410	0.91	<0.0001	0.7673 ± 0.0336	35.7668 ± 2.0079	0.3381 ± 0.0119	3671 ± 124	3654 ± 55	1
11-1	altered core	139	49	0.35	<0.0001	0.7617 ± 0.0333	34.9903 ± 1.9669	0.3332 ± 0.0118	3650 ± 123	3632 ± 55	1
11-2	gray zoned core	373	172	0.46	0.0002	0.6854 ± 0.0300	31.6584 ± 1.7776	0.3350 ± 0.0118	3365 ± 116	3640 ± 55	-8
12-1	gray zoned core	256	135	0.53	<0.0001	0.7296 ± 0.0319	31.3613 ± 1.7615	0.3117 ± 0.0110	3532 ± 120	3530 ± 55	0
13-1	altered core	369	104	0.28	<0.0001	0.6392 ± 0.0280	24.0242 ± 1.3492	0.2726 ± 0.0096	3186 ± 111	3321 ± 56	-4
14-1	oscillatory zoned core	236	157	0.66	0.0003	0.6875 ± 0.0193	27.6591 ± 1.1518	0.2918 ± 0.0090	3375 ± 74	3427 ± 49	-2
14-2	overgrowth	234	78	0.33	<0.0001	0.7394 ± 0.0208	33.2003 ± 1.3821	0.3256 ± 0.0100	3569 ± 77	3597 ± 48	-1
15-1	oscillatory zoned core	105	79	0.76	<0.0001	0.7638 ± 0.0215	36.2929 ± 1.5145	0.3446 ± 0.0106	3658 ± 79	3683 ± 48	-1
15-2	overgrowth	626	341	0.54	<0.0001	0.7782 ± 0.0218	35.0261 ± 1.4561	0.3265 ± 0.0100	3710 ± 80	3601 ± 48	3
16-1	inherited core	165	97	0.59	<0.0001	0.7768 ± 0.0218	40.8143 ± 1.7000	0.3810 ± 0.0117	3706 ± 80	3836 ± 47	-3
16-2	altered core	887	372	0.42	<0.0001	0.8175 ± 0.0229	33.4224 ± 1.3891	0.2965 ± 0.0091	3852 ± 82	3452 ± 48	12
16-3	overgrowth	389	127	0.33	<0.0001	0.7308 ± 0.0205	31.5633 ± 1.3129	0.3133 ± 0.0096	3536 ± 77	3537 ± 48	0
17-1	white zoned core	131	51	0.39	0.0002	0.6673 ± 0.0188	27.5229 ± 1.1484	0.2991 ± 0.0092	3296 ± 73	3466 ± 49	-5
18-1	oscillatory zoned core	203	164	0.81	<0.0001	0.7577 ± 0.0213	35.0448 ± 1.4592	0.3355 ± 0.0103	3636 ± 79	3642 ± 48	0
19-1	oscillatory zoned core	184	169	0.91	<0.0001	0.7665 ± 0.0215	36.5469 ± 1.5221	0.3458 ± 0.0106	3668 ± 79	3689 ± 48	-1
<b>LAE224 (orthogneiss, St John's Harbour South)</b>											
2-1	altered core	367	273	0.74	0.0016	0.6475 ± 0.0241	20.3152 ± 1.3174	0.2276 ± 0.0121	3218 ± 95	3035 ± 88	6
3-1	altered core	559	248	0.44	0.0002	0.6429 ± 0.0239	19.8615 ± 1.2874	0.2241 ± 0.0119	3200 ± 95	3010 ± 88	6
3-2	altered core	727	291	0.40	0.0011	0.5572 ± 0.0282	15.9625 ± 0.8962	0.2078 ± 0.0050	2855 ± 118	2888 ± 40	-1
4-1	altered core	1022	203	0.20	0.0003	0.6080 ± 0.0226	18.0034 ± 1.1666	0.2148 ± 0.0114	3062 ± 91	2942 ± 88	4
5-1	altered core	427	142	0.33	<0.0001	0.6035 ± 0.0225	18.2211 ± 1.1815	0.2190 ± 0.0116	3044 ± 91	2973 ± 88	2
8-1	altered core	243	99	0.40	<0.0001	0.6096 ± 0.0227	19.1223 ± 1.2411	0.2275 ± 0.0121	3068 ± 92	3035 ± 88	1
8-2	altered core	1226	261	0.21	0.0002	0.4704 ± 0.0238	11.7457 ± 0.6593	0.1811 ± 0.0044	2485 ± 105	2663 ± 41	-7
9-1	inherited	576	446	0.77	<0.0001	0.6259 ± 0.0233	19.9989 ± 1.2963	0.2318 ± 0.0123	3133 ± 93	3064 ± 88	2
9-2	inherited	365	277	0.76	<0.0001	0.6498 ± 0.0329	21.5229 ± 1.2088	0.2402 ± 0.0058	3227 ± 130	3121 ± 39	3
9-3	overgrowth	697	146	0.21	<0.0001	0.5831 ± 0.0296	17.2047 ± 0.9659	0.2140 ± 0.0052	2961 ± 121	2936 ± 40	1
<b>LAD224 (orthogneiss, Big Island)</b>											
1-1	altered core	55	28	0.52	<0.0001	0.7078 ± 0.0292	24.7325 ± 1.3329	0.2534 ± 0.0088	3450 ± 111	3206 ± 56	8
2-1	oscillatory zoned core	237	81	0.34	0.0003	0.6418 ± 0.0264	22.2422 ± 1.1930	0.2513 ± 0.0086	3196 ± 105	3193 ± 55	0
3-1	altered core	87	46	0.52	0.0001	0.6711 ± 0.0277	22.6994 ± 1.2208	0.2453 ± 0.0085	3310 ± 108	3155 ± 56	5
4-1	altered core	157	59	0.37	<0.0001	0.6451 ± 0.0266	22.7013 ± 1.2186	0.2552 ± 0.0088	3209 ± 105	3218 ± 55	0
5-1	oscillatory zoned core	142	61	0.43	0.0001	0.6345 ± 0.0261	21.7004 ± 1.1653	0.2480 ± 0.0085	3167 ± 104	3172 ± 56	0
6-1	altered core	315	133	0.42	0.0003	0.6066 ± 0.0250	21.1252 ± 1.1327	0.2526 ± 0.0087	3057 ± 101		

**Table 4.2 (continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>a</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAD224 (orthogneiss, Big Island, continued)</b>											
10-1	altered core	202	134	0.67	0.0001	0.6540 ± 0.0269	22.1726 ± 1.1896	0.2459 ± 0.0085	3244 ± 106	3158 ± 56	3
11-1	altered core	264	126	0.48	0.0003	0.6505 ± 0.0340	22.4294 ± 1.3680	0.2501 ± 0.0079	3230 ± 134	3185 ± 51	1
12-1	altered core	92	58	0.63	<0.0001	0.6387 ± 0.0334	22.1170 ± 1.3519	0.2511 ± 0.0079	3184 ± 133	3192 ± 51	0
13-1	oscillatory zoned core	103	51	0.50	0.0000	0.6482 ± 0.0339	23.3186 ± 1.4247	0.2609 ± 0.0082	3221 ± 134	3252 ± 51	-1
14-1	altered core	144	70	0.48	0.0000	0.6238 ± 0.0326	22.4101 ± 1.3682	0.2606 ± 0.0082	3125 ± 131	3250 ± 51	-4
15-1	overgrowth	600	34	0.06	0.0001	0.5338 ± 0.0279	14.1457 ± 0.8624	0.1922 ± 0.0060	2757 ± 118	2761 ± 53	0
16-1	oscillatory zoned core	277	133	0.48	0.0000	0.6252 ± 0.0327	22.5134 ± 1.3731	0.2612 ± 0.0082	3131 ± 131	3254 ± 50	-4
17-1	oscillatory zoned core	93	49	0.53	0.0000	0.6210 ± 0.0325	22.3130 ± 1.3638	0.2606 ± 0.0082	3114 ± 130	3250 ± 51	-4
18-1	oscillatory zoned core	162	87	0.54	0.0000	0.6702 ± 0.0350	24.1503 ± 1.4739	0.2613 ± 0.0082	3307 ± 137	3255 ± 50	2
<b>LAD240 (orthogneiss, Big Island)</b>											
1-1	altered core	292	107	0.37	0.0001	0.6431 ± 0.0341	20.2455 ± 1.3486	0.2283 ± 0.0092	3201 ± 135	3040 ± 66	5
2-1	altered core	338	238	0.70	0.0004	0.6075 ± 0.0322	19.2378 ± 1.2813	0.2297 ± 0.0093	3060 ± 130	3050 ± 66	0
3-1	altered core	349	173	0.49	0.0000	0.5942 ± 0.0315	18.6263 ± 1.2406	0.2274 ± 0.0092	3006 ± 129	3034 ± 66	-1
4-1	altered core	455	244	0.54	0.0007	0.5944 ± 0.0315	18.1135 ± 1.2062	0.2210 ± 0.0089	3007 ± 129	2988 ± 66	1
5-1	altered core	490	73	0.15	0.0011	0.5532 ± 0.0293	16.0946 ± 1.0718	0.2110 ± 0.0085	2838 ± 123	2913 ± 67	-3
<b>LAD515 (orthogneiss, Big Island)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	202	111	0.55	0.0009	0.7368 ± 0.0391	35.1049 ± 2.3384	0.3455 ± 0.0139	3559 ± 147	3687 ± 63	-3
1-2	oscillatory zoned core	247	38	0.16	0.0023	0.5392 ± 0.0286	19.8989 ± 1.3258	0.2677 ± 0.0108	2780 ± 121	3292 ± 65	-16
1-3	overgrowth	419	34	0.08	0.0000	0.6362 ± 0.0337	19.7957 ± 1.3183	0.2257 ± 0.0091	3174 ± 134	3022 ± 66	5
2-1	oscillatory zoned core	187	97	0.52	0.0007	0.7702 ± 0.0408	34.2108 ± 2.2790	0.3222 ± 0.0130	3681 ± 150	3580 ± 63	3
3-1	oscillatory zoned core	189	108	0.57	0.0001	0.7743 ± 0.0411	37.0428 ± 2.4675	0.3470 ± 0.0140	3696 ± 151	3694 ± 63	0
<b>LAA138 (gray gneiss, Big Island)</b>											
1-1	altered core	578	22	0.04	<0.0001	0.7817 ± 0.0291	37.6215 ± 2.5097	0.3491 ± 0.0193	3723 ± 106	3703 ± 87	1
2-1	white zoned core	158	57	0.36	<0.0001	0.7911 ± 0.0295	38.3892 ± 2.5694	0.3519 ± 0.0196	3757 ± 107	3715 ± 87	1
3-1	white zoned core	159	17	0.11	0.0001	0.7969 ± 0.0297	39.1428 ± 2.6196	0.3562 ± 0.0198	3778 ± 108	3734 ± 87	1
4-1	altered core	379	31	0.08	<0.0001	0.8409 ± 0.0313	39.7522 ± 2.6534	0.3428 ± 0.0190	3934 ± 110	3676 ± 87	7
5-1	altered core	256	30	0.12	0.0001	0.7925 ± 0.0295	36.7558 ± 2.4559	0.3364 ± 0.0187	3762 ± 107	3646 ± 88	3
6-1	altered core	194	23	0.12	<0.0001	0.8201 ± 0.0306	38.7670 ± 2.5923	0.3429 ± 0.0190	3861 ± 109	3676 ± 87	5
7-1	inherited core	107	62	0.58	0.0002	0.8079 ± 0.0302	38.6937 ± 2.5951	0.3474 ± 0.0193	3817 ± 109	3696 ± 88	3
8-1	white zoned core	247	26	0.11	0.0001	0.7781 ± 0.0290	36.0775 ± 2.4110	0.3363 ± 0.0187	3710 ± 106	3646 ± 88	2
9-1	altered core	212	23	0.11	0.0001	0.8525 ± 0.0318	41.2089 ± 2.7543	0.3506 ± 0.0195	3975 ± 111	3709 ± 87	7
10-1	altered core	217	34	0.16	0.0001	0.8446 ± 0.0315	40.6840 ± 2.7191	0.3493 ± 0.0194	3947 ± 111	3704 ± 87	7
11-1	altered core	117	22	0.18	<0.0001	0.7676 ± 0.0204	37.9315 ± 2.4283	0.3584 ± 0.0209	3672 ± 75	3743 ± 91	-2
12-1	altered core	162	40	0.25	0.0002	0.8243 ± 0.0219	40.2551 ± 2.5718	0.3542 ± 0.0206	3876 ± 78	3725 ± 91	4
13-1	altered core	238	20	0.08	<0.0001	0.7822 ± 0.0207	38.4873 ± 2.4557	0.3569 ± 0.0207	3725 ± 75	3737 ± 91	0
14-1	white zoned core	183	107	0.58	<0.0001	0.8299 ± 0.0220	40.7565 ± 2.6025	0.3562 ± 0.0207	3895 ± 78	3734 ± 91	4
16-1	white zoned core	191	19	0.10	<0.0001	0.8413 ± 0.0223	40.9399 ± 2.6137	0.3529 ± 0.0205	3935 ± 78	3720 ± 91	6
17-1	altered core	170	85	0.50	<0.0001	0.7858 ± 0.0208	38.6576 ± 2.4696	0.3568 ± 0.0207	3738 ± 76	3736 ± 91	0
<b>LAA168 (gray gneiss, St John's Harbour East)</b>											
1-1	altered core	330	535	1.62	<0.0001	0.5039 ± 0.0278	11.5243 ± 0.7938	0.1659 ± 0.0069	2630 ± 120	2517 ± 71	5
2-1	altered core	401	139	0.35	<0.0001	0.4804 ± 0.0265	11.1262 ± 0.7660	0.1680 ± 0.0069	2529 ± 116	2538 ± 71	0
3-1	oscillatory zoned core	183	357	1.96	0.0001	0.5094 ± 0.0281	11.7882 ± 0.8143	0.1678 ± 0.0070	2654 ± 121	2536 ± 72	6
4-1	white zoned core	168	373	2.22	<0.0001	0.5159 ± 0.0285	11.9707 ± 0.8273	0.1683 ± 0.0070	2682 ± 122	2541 ± 72	5
5-1	white zoned core	321	699	2.18	0.0001	0.5131 ± 0.0283	11.8868 ± 0.8188	0.1680 ± 0.0069	2670 ± 122	2538 ± 71	5
6-1	altered core	656	735	1.12	0.0002	0.4845 ± 0.0267	11.0534 ± 0.7600	0.1655 ± 0.0068	2547 ± 117	2512 ± 71	1
7-1	altered core	735	891	1.21	0.0007	0.4354 ± 0.0240	9.5863 ± 0.6591	0.1597 ± 0.0066	2330 ± 109	2452 ± 71	-5
8-1	overgrowth	271	624	2.30	0.0005	0.5108 ± 0.0282	11.7899 ± 0.8127	0.1674 ± 0.0069	2660 ± 121	2532 ± 71	5
8-2	oscillatory zoned core	960	795	0.83	0.0009	0.4388 ± 0.0242	9.1274 ± 0.6273	0.1509 ± 0.0062	2345 ± 109	2356 ± 72	0
9-1	white zoned core	467	878	1.88	0.0001	0.5226 ± 0.0288	11.9382 ± 0.8213	0.1657 ± 0.0068	2710 ± 123	2515 ± 71	8
<b>LAA169 (conglomerate, St John's Harbour East)</b>											
8-1	altered core	863	35	0.04	<0.0001	0.5605 ± 0.0176	14.7449 ± 0.7543	0.1908 ± 0.0077	2868 ± 73	2749 ± 68	4
9-1	inherited core	621	193	0.31	0.0001	0.7959 ± 0.0250	40.2530 ± 2.0577	0.3668 ± 0.0148	3774 ± 90	3778 ± 63	0
9-2	overgrowth	473	11	0.02	<0.0001	0.4952 ± 0.0155	13.8319 ± 0.7094	0.2026 ± 0.0082	2593 ± 67	2847 ± 68	-9
11-1	inherited core	111	76	0.68	<0.0001	0.8039 ± 0.0254	39.8653 ± 2.0542	0.3596 ± 0.0146	3803 ± 91	3748 ± 63	1
12-1	oscillatory zoned core	342	480	1.41	0.0001	0.8008 ± 0.0251	38.7792 ± 1.9853	0.3512 ± 0.0142	3792 ± 91	3712 ± 63	2
13-1	inherited core	178	73	0.41	0.0003	0.7818 ± 0.0246	38.3440 ± 1.9690	0.3557 ± 0.0144	3724 ± 90	3732 ± 63	0
14-1	oscillatory zoned core	213	98	0.46	<0.0001	0.7580 ± 0.0238	34.2135 ± 1.7557	0.3274 ± 0.0133	3637 ± 88	3605 ± 64	1
15-1	sector zoned core	220	289	1.31	<0.0001	0.7884 ± 0.0248	38.8943 ± 1.9948	0.3578 ± 0.0145	3748 ± 90	3740 ± 63	0
16-1	oscillatory zoned core	76	46	0.61	0.0005	0.7587 ± 0.0209	35.8375 ± 1.6988	0.3426 ± 0.0132	3640 ± 77	3674 ± 60	-1
16-2	oscillatory zoned core	213	61	0.29	<0.0001	0.8022 ± 0.0218	39.9748 ± 1.8705	0.3614 ± 0.0138	3797 ± 79	3756 ± 59	1
17-1	inherited core	268	232	0.87	<0.0001	0.8287 ± 0.0225	43.6056 ± 2.0370	0.3816 ± 0.0145	3891 ± 80	3838 ± 59	1
18-1	white altered core	94	74	0.79	0.0004	0.7701 ± 0.0211	35.5197 ± 1.6774	0.3345 ± 0.0129	3681 ± 77	3638 ± 60	1
19-1	inherited core	100	53	0.53	0.0002	0.7828 ± 0.0215	42.1242 ± 1.9849	0.3903 ± 0.0150	3727 ± 78	3872 ± 59	-4
20-1	oscillatory zoned core	334	250	0.75	0.0001	0.7233 ± 0.0197	34.1352 ± 1.5943	0.3423 ± 0.0130	3508 ± 74	3673 ± 59	-4
21-1	white altered core	179	182	1.02	<0.0001	0.8148 ± 0.0222	42.4455 ± 1.9880	0.3778 ± 0.0144	3842 ± 79	3823 ± 59	0
22-1	inherited core	126	133	1.06	0.0001	0.7159 ± 0.0196	33.9538 ± 1.5982	0.3440 ± 0.0132	3481 ± 74	3681 ± 60	-5
23-1	oscillatory zoned core	134	103	0.77	<0.0001	0.7923 ± 0.0217	41.4103 ± 1.9447	0.3791 ± 0.0145	3761 ± 78	3828 ± 59	-2
<b>LAC086 (a black band of the Uivak Gneiss, Tigigakyuk Inlet)</b>											
1-1	altered core	61	52	0.85	0.0043	0.5231 ± 0.0128	13.5646 ± 0.7284	0.1881 ± 0.0090	2712 ± 54	2725 ± 81	0
1-2	overgrowth	119	17	0.14	<0.0001	0.5817 ± 0.0139	15.4081 ± 0.8091	0.1921 ± 0.0090	2956 ± 57	2760 ± 79	7
2-1	altered core	417	25	0.06	0.0001	0.5601 ± 0.0132	15.1596 ± 0.7849	0.1963 ± 0.0090	2867 ± 55	2796 ± 77	3
2-2	altered core	325	32	0.10	0.0002	0.5439 ± 0.0129	14.6923 ± 0.7622	0.1959 ± 0.0090	2800 ± 54	2792 ± 78	0
3-1	white zoned core	20	13	0.65	0.0011	0.5543 ± 0.0145	15.1089 ± 0.8695	0.1977 ± 0.0101	2843 ± 60	2807 ± 86	1
3-2	overgrowth	181	21	0.12	0.0002	0.5677 ± 0.0135	15.1694 ± 0.7913	0.1938 ± 0.0090	2898 ± 56	2775 ± 78	4
7-1	white zoned core	65	78	1.20	<0.0001	0.5576 ± 0.0166	15.0406 ± 0.6515	0.1956 ± 0.0061	2857 ± 69	2790 ± 52	2
7-2	altered core	421	15	0.04	0.0003	0.5423 ± 0.0159	14.5507 ± 0.6000	0.1946 ± 0.0057	2793 ± 67	2781 ± 48	0

**Table 4.2 (continued)**

Grain No.	Internal structure <sup>a</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.**
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAC086 (a black band of the Uivak Gneiss, Tigigakyuk Inlet, continued)</b>											
8-1	altered core	371	15	0.04	0.0001	0.5663 ± 0.0166	15.0758 ± 0.6223	0.1931 ± 0.0056	2893 ± 69	2768 ± 49	4
8-2	altered core	400	27	0.07	0.0001	0.5620 ± 0.0164	15.1062 ± 0.6230	0.1949 ± 0.0057	2875 ± 68	2784 ± 48	3
9-1	altered core	213	26	0.12	0.0001	0.5523 ± 0.0162	14.5348 ± 0.6050	0.1909 ± 0.0056	2835 ± 68	2750 ± 49	3
9-2	altered core	239	21	0.09	<0.0001	0.5477 ± 0.0161	14.5266 ± 0.6034	0.1923 ± 0.0057	2816 ± 67	2762 ± 49	2
10-1	altered core	201	16	0.08	0.0001	0.5869 ± 0.0172	15.6351 ± 0.6507	0.1932 ± 0.0057	2977 ± 70	2770 ± 49	7
10-2	altered core	149	16	0.11	0.0002	0.6018 ± 0.0177	15.8385 ± 0.6632	0.1909 ± 0.0057	3037 ± 72	2750 ± 50	10
11-1	white zoned core	252	97	0.39	<0.0001	0.5771 ± 0.0169	15.5241 ± 0.6437	0.1951 ± 0.0057	2937 ± 70	2786 ± 49	5
11-2	altered core	289	28	0.10	<0.0001	0.5663 ± 0.0166	14.9826 ± 0.6203	0.1919 ± 0.0056	2893 ± 69	2758 ± 49	5
<b>LAC125 (a coarse-grained gray gneiss, Tigigakyuk Inlet)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	59	106	1.80	0.0006	0.7512 ± 0.0261	34.4051 ± 2.0192	0.3322 ± 0.0157	3612 ± 97	3627 ± 74	0
2-1	oscillatory zoned core	43	38	0.90	0.0005	0.6535 ± 0.0229	25.5009 ± 1.5160	0.2830 ± 0.0136	3242 ± 90	3380 ± 77	-4
3-1	altered core	67	66	0.99	<0.0001	0.8069 ± 0.0280	37.7837 ± 2.2098	0.3396 ± 0.0160	3814 ± 101	3661 ± 74	4
3-2	oscillatory zoned core	42	36	0.85	<0.0001	0.7713 ± 0.0270	34.5368 ± 2.0408	0.3248 ± 0.0155	3686 ± 99	3593 ± 75	3
4-1	altered core	55	54	0.98	0.0003	0.7798 ± 0.0272	35.1186 ± 2.0624	0.3266 ± 0.0154	3716 ± 99	3601 ± 75	3
4-2	overgrowth	427	27	0.06	0.0000	0.5407 ± 0.0186	13.8843 ± 0.8035	0.1863 ± 0.0087	2786 ± 78	2709 ± 79	3
5-2	overgrowth	332	14	0.04	0.0009	0.6998 ± 0.0240	24.4492 ± 1.4137	0.2534 ± 0.0118	3420 ± 92	3206 ± 76	7
5-3	inherited	67	92	1.36	<0.0001	0.7813 ± 0.0271	35.1008 ± 2.0542	0.3259 ± 0.0154	3722 ± 99	3598 ± 74	3
5-4	inherited	25	20	0.80	0.0007	0.7790 ± 0.0277	36.4062 ± 2.1874	0.3390 ± 0.0164	3713 ± 101	3658 ± 76	2
<b>LAA273 (dark-gray gneiss, Nulliak Island)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	89	59	0.66	<0.0001	0.7618 ± 0.0438	37.4451 ± 2.6606	0.3565 ± 0.0149	3651 ± 162	3735 ± 65	-2
2-1	oscillatory zoned core	214	195	0.91	<0.0001	0.5788 ± 0.0333	27.4473 ± 1.9470	0.3439 ± 0.0143	2944 ± 137	3680 ± 65	-20
3-1	altered core	89	22	0.24	0.0001	0.7667 ± 0.0441	35.8724 ± 2.5490	0.3393 ± 0.0142	3669 ± 163	3660 ± 65	0
3-2	oscillatory zoned core	58	41	0.70	<0.0001	0.7590 ± 0.0437	35.6794 ± 2.5403	0.3409 ± 0.0143	3641 ± 162	3667 ± 66	-1
4-1	altered core	81	41	0.50	<0.0001	0.7557 ± 0.0435	34.8384 ± 2.4767	0.3343 ± 0.0140	3629 ± 162	3637 ± 65	0
5-1	oscillatory zoned core	194	109	0.56	<0.0001	0.6546 ± 0.0376	32.4550 ± 2.3020	0.3596 ± 0.0149	3246 ± 148	3748 ± 65	-13
5-2	overgrowth	135	30	0.22	<0.0001	0.6455 ± 0.0371	29.1839 ± 2.0721	0.3279 ± 0.0137	3211 ± 147	3607 ± 65	-11
6-1	oscillatory zoned core	223	142	0.64	<0.0001	0.7039 ± 0.0405	35.3394 ± 2.5057	0.3641 ± 0.0151	3436 ± 155	3767 ± 65	-9
6-2	overgrowth	404	172	0.42	0.0001	0.7725 ± 0.0444	33.9089 ± 2.4026	0.3183 ± 0.0132	3690 ± 163	3562 ± 65	4
7-1	altered core	50	20	0.40	<0.0001	0.7522 ± 0.0433	36.2143 ± 2.5808	0.3492 ± 0.0147	3616 ± 161	3703 ± 65	-2
<b>LAA274 (young granite, Nulliak Island)</b>											
8-1	altered core	492	86	0.18	0.0001	0.5043 ± 0.0201	13.1523 ± 0.7696	0.1891 ± 0.0081	2632 ± 87	2735 ± 72	-4
9-1	altered core	777	108	0.14	<0.0001	0.5471 ± 0.0218	13.7315 ± 0.8026	0.1820 ± 0.0078	2813 ± 91	2671 ± 73	5
10-1	altered core	1680	48	0.03	0.0002	0.4519 ± 0.0180	9.9579 ± 0.5817	0.1598 ± 0.0068	2404 ± 80	2454 ± 74	-2
11-1	altered core	351	73	0.21	<0.0001	0.5041 ± 0.0201	12.8692 ± 0.7539	0.1851 ± 0.0080	2632 ± 87	2699 ± 73	-3
11-2	altered core	931	60	0.06	0.0003	0.4926 ± 0.0196	13.0148 ± 0.7606	0.1916 ± 0.0082	2582 ± 85	2756 ± 72	-6
12-1	altered core	793	151	0.19	<0.0001	0.5621 ± 0.0224	14.8707 ± 0.8691	0.1919 ± 0.0082	2875 ± 93	2758 ± 72	4
13-1	altered core	833	150	0.18	<0.0001	0.5104 ± 0.0203	12.7437 ± 0.7449	0.1811 ± 0.0078	2658 ± 87	2663 ± 73	0
<b>LAA275 (pale-gray gneiss, Nulliak Island)</b>											
1-1	overgrowth	1412	616	0.44	0.0002	0.5558 ± 0.0324	16.4808 ± 1.1480	0.2150 ± 0.0082	2849 ± 136	2944 ± 63	-3
2-1	altered core	504	286	0.57	<0.0001	0.6724 ± 0.0392	25.8584 ± 1.8023	0.2789 ± 0.0107	3315 ± 153	3357 ± 61	-1
2-2	altered core	530	194	0.37	<0.0001	0.5943 ± 0.0346	21.3943 ± 1.4913	0.2611 ± 0.0100	3007 ± 141	3253 ± 62	-8
3-1	altered core	1151	48	0.04	0.0003	0.5024 ± 0.0293	12.3055 ± 0.8574	0.1777 ± 0.0068	2624 ± 127	2631 ± 65	0
3-2	overgrowth	187	126	0.67	0.0005	0.6864 ± 0.0400	25.6338 ± 1.7903	0.2709 ± 0.0104	3369 ± 155	3311 ± 62	2
4-1	altered core	390	300	0.77	<0.0001	0.6306 ± 0.0367	24.2260 ± 1.6893	0.2787 ± 0.0107	3152 ± 147	3355 ± 61	-6
4-2	overgrowth	420	154	0.37	<0.0001	0.6029 ± 0.0351	22.4840 ± 1.5678	0.2705 ± 0.0104	3041 ± 143	3309 ± 61	-8
5-1	altered core	1218	956	0.79	<0.0001	0.6757 ± 0.0393	22.3019 ± 1.5533	0.2394 ± 0.0091	3328 ± 153	3116 ± 62	7
6-1	oscillatory zoned core	302	183	0.61	0.0001	0.5696 ± 0.0332	21.3818 ± 1.4920	0.2722 ± 0.0105	2906 ± 138	3319 ± 61	-12
7-1	altered core	1394	893	0.64	0.0001	0.6578 ± 0.0264	25.6076 ± 1.3630	0.2824 ± 0.0099	3259 ± 103	3376 ± 56	-3
8-1	white zoned core	57	40	0.70	<0.0001	0.6538 ± 0.0264	24.0409 ± 1.3050	0.2667 ± 0.0097	3243 ± 104	3287 ± 58	-1
9-1	altered core	795	463	0.58	<0.0001	0.5566 ± 0.0223	15.9226 ± 0.8485	0.2075 ± 0.0073	2825 ± 93	2886 ± 58	-1
10-1	altered core	580	308	0.53	<0.0001	0.7628 ± 0.0306	25.7563 ± 1.3724	0.2449 ± 0.0086	3654 ± 113	3152 ± 57	16
11-1	altered core	1782	1188	0.67	0.0002	0.5254 ± 0.0211	13.7386 ± 0.7314	0.1897 ± 0.0066	2722 ± 90	2739 ± 59	0
12-1	sector zoned core	47	27	0.57	0.0001	0.6786 ± 0.0275	25.9617 ± 1.4136	0.2775 ± 0.0101	3339 ± 106	3349 ± 58	-1
13-1	oscillatory zoned core	186	104	0.56	0.0002	0.7651 ± 0.0308	28.9775 ± 1.5495	0.2747 ± 0.0097	3663 ± 113	3333 ± 56	10
14-1	altered core	1239	591	0.48	<0.0001	0.6958 ± 0.0279	22.2215 ± 1.1830	0.2316 ± 0.0081	3405 ± 107	3063 ± 57	11
14-2	altered core	1241	483	0.39	<0.0001	0.6610 ± 0.0265	22.5082 ± 1.1982	0.2470 ± 0.0086	3271 ± 104	3165 ± 57	3
15-1	moderately altered core	111	62	0.56	<0.0001	0.6708 ± 0.0270	24.0554 ± 1.2929	0.2601 ± 0.0093	3309 ± 105	3247 ± 57	2
<b>LAA276 (mafic enclave, Nulliak Island)</b>											
1-1	altered core	875	763	0.87	<0.0001	0.5115 ± 0.0195	12.2230 ± 0.5421	0.1733 ± 0.0039	2663 ± 84	2590 ± 38	3
2-1	altered core	161	178	1.10	<0.0001	0.6737 ± 0.0258	25.4733 ± 1.1374	0.2742 ± 0.0063	3320 ± 100	3330 ± 36	0
2-2	overgrowth	792	25	0.03	<0.0001	0.5766 ± 0.0220	15.4423 ± 0.6847	0.1942 ± 0.0044	2935 ± 91	2778 ± 37	6
3-1	altered core	599	748	1.25	<0.0001	0.5206 ± 0.0199	13.4652 ± 0.5979	0.1876 ± 0.0042	2702 ± 85	2721 ± 38	-1
4-1	altered core	426	328	0.77	<0.0001	0.6421 ± 0.0245	23.2229 ± 1.0309	0.2623 ± 0.0059	3197 ± 97	3261 ± 36	-2
4-2	overgrowth	1432	59	0.04	<0.0001	0.4364 ± 0.0167	9.1505 ± 0.4056	0.1521 ± 0.0034	2334 ± 75	2370 ± 39	-1
5-1	altered core	885	302	0.34	<0.0001	0.6497 ± 0.0248	18.6648 ± 0.8270	0.2083 ± 0.0047	3227 ± 98	2893 ± 37	12
6-1	overgrowth	1320	167	0.13	0.0003	0.4687 ± 0.0179	10.0596 ± 0.4458	0.1556 ± 0.0035	2478 ± 79	2409 ± 39	3
<b>LAD281 (pale-gray gneiss, Nulliak Island)</b>											
1-1	altered core	652	635	0.98	<0.0001	0.6777 ± 0.0320	25.1972 ± 1.5834	0.2697 ± 0.0112	3335 ± 124	3304 ± 67	1
2-1	altered core	126	126	0.99	0.0001	0.6765 ± 0.0319	25.0210 ± 1.5750	0.2682 ± 0.0112	3331 ± 124	3296 ± 67	1
3-1	oscillatory zoned core	129	75	0.58	0.0002	0.6520 ± 0.0308	21.6523 ± 1.3632	0.2409 ± 0.0100	3236 ± 121	3126 ± 68	4
4-1	altered core	284	83	0.29	0.0003	0.5937 ± 0.0280	16.3811 ± 1.0303	0.2001 ± 0.0083	3005 ± 114	2827 ± 70	6
5-1	white altered core	148	84	0.57	0.0005	0.6173 ± 0.0291	21.8623 ± 1.3760	0.2569 ± 0.0107	3099 ± 117	3228 ± 67	-4
6-1	overgrowth	53	30	0.56	0.0001	0.7014 ± 0.0332	25.3111 ± 1.5977	0.2617 ± 0.0109	3426 ± 127	3257 ± 67	5
7-1	fairly zoned core	312	201	0.64	<0.0001	0.6374 ± 0.0301	22.8930 ± 1.4394	0.2605 ± 0.0108	3179 ± 120	3250 ± 67	-2
8-1	oscillatory zoned core	43	28	0.65	0.0003	0.6587 ± 0.0312	23.3264 ± 1.4747	0.2568 ± 0.0108	3262 ± 122	3227 ± 68	1
9-1	white zoned core	92	76	0.82	0.0018	0.6117 ± 0.0289	21.9188 ± 1.3812	0.2599 ± 0.0108	3077 ± 117	3246 ± 67	-5

**Table 4.2 (continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>a</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAD281 (pale-gray gneiss, Nulliak Island, continued)</b>											
10-1	oscillatory zoned core	87	66	0.76	0.0024	0.6624 ± 0.0313	22.4987 ± 1.4178	0.2464 ± 0.0103	3276 ± 122	3161 ± 68	4
<b>LAD282 (orthogneiss, Nulliak Island)</b>											
1-1	fairly zoned core	227	190	0.84	<0.0001	0.6495 ± 0.0398	24.4971 ± 1.6781	0.2736 ± 0.0084	3226 ± 157	3327 ± 49	-3
2-1	white zoned core	36	25	0.67	0.0001	0.6407 ± 0.0393	23.3805 ± 1.6103	0.2647 ± 0.0083	3192 ± 156	3275 ± 50	-3
3-1	white zoned core	54	29	0.55	<0.0001	0.6464 ± 0.0397	24.1620 ± 1.6605	0.2711 ± 0.0084	3214 ± 157	3312 ± 49	-3
4-1	inherited altered core	439	42	0.10	<0.0001	0.7730 ± 0.0474	38.7370 ± 2.6519	0.3635 ± 0.0111	3692 ± 175	3764 ± 47	-2
5-1	fairly zoned core	116	87	0.75	0.0001	0.6569 ± 0.0403	24.5557 ± 1.6837	0.2711 ± 0.0083	3255 ± 159	3312 ± 49	-2
6-1	altered core	470	338	0.72	<0.0001	0.6872 ± 0.0421	25.8682 ± 1.7711	0.2730 ± 0.0083	3372 ± 163	3323 ± 49	1
7-1	altered core	259	159	0.61	<0.0001	0.6542 ± 0.0401	24.0125 ± 1.6447	0.2662 ± 0.0081	3244 ± 158	3284 ± 49	-1
8-1	oscillatory zoned core	145	86	0.59	0.0001	0.6777 ± 0.0415	25.6059 ± 1.7549	0.2740 ± 0.0084	3336 ± 162	3329 ± 49	0
9-1	fairly zoned core	249	180	0.72	0.0002	0.6788 ± 0.0416	24.1676 ± 1.6554	0.2582 ± 0.0079	3340 ± 162	3236 ± 49	3
10-1	altered core	424	225	0.53	<0.0001	0.7122 ± 0.0436	26.5224 ± 1.8159	0.2701 ± 0.0083	3467 ± 166	3307 ± 49	5
<b>LAD465 (gray gneiss, opposite side of Nulliak Island)</b>											
1-1	moderately altered core	329	153	0.47	0.0001	0.6613 ± 0.0357	24.9357 ± 1.6084	0.2735 ± 0.0096	3272 ± 140	3326 ± 56	-2
5-1	altered core	658	43	0.07	0.0017	0.6574 ± 0.0355	19.9060 ± 1.2833	0.2196 ± 0.0077	3257 ± 140	2978 ± 58	9
6-1	moderately altered core	334	229	0.68	0.0005	0.6264 ± 0.0339	23.8951 ± 1.5414	0.2767 ± 0.0097	3135 ± 136	3344 ± 56	-6
7-1	moderately altered core	801	489	0.61	0.0010	0.5817 ± 0.0314	19.8766 ± 1.2812	0.2478 ± 0.0087	2956 ± 129	3171 ± 57	-7
8-1	moderately altered core	310	259	0.84	0.0013	0.5879 ± 0.0318	21.1910 ± 1.3673	0.2614 ± 0.0092	2981 ± 130	3255 ± 57	-8
9-1	altered core	1008	304	0.30	0.0009	0.5820 ± 0.0314	19.3916 ± 1.2498	0.2417 ± 0.0085	2957 ± 129	3131 ± 57	-6
10-1	altered core	1293	364	0.28	0.0009	0.3216 ± 0.0093	12.1089 ± 0.6375	0.2731 ± 0.0120	1797 ± 45	3324 ± 71	-46
11-1	altered core	661	218	0.33	0.0004	0.6351 ± 0.0183	22.3164 ± 1.1750	0.2548 ± 0.0112	3170 ± 73	3125 ± 71	-1
12-1	altered core	381	297	0.78	0.0008	0.6290 ± 0.0182	22.7204 ± 1.1971	0.2620 ± 0.0115	3146 ± 72	3259 ± 71	-3
13-1	moderately altered core	382	542	1.42	0.0021	0.6318 ± 0.0183	23.5701 ± 1.2418	0.2706 ± 0.0119	3157 ± 73	3309 ± 71	-5
14-1	moderately altered core	141	63	0.44	<0.0001	0.6627 ± 0.0192	24.8036 ± 1.3103	0.2715 ± 0.0120	3278 ± 75	3314 ± 71	-1
16-1	altered core	1998	629	0.31	0.0001	0.4012 ± 0.0116	14.3283 ± 0.7540	0.2590 ± 0.0114	2175 ± 53	3241 ± 71	-33
17-1	altered core	384	266	0.69	0.0003	0.6719 ± 0.0194	24.6096 ± 1.2965	0.2657 ± 0.0117	3315 ± 75	3281 ± 71	1
18-1	altered core	408	173	0.42	0.0008	0.6501 ± 0.0188	23.8442 ± 1.2561	0.2660 ± 0.0117	3229 ± 74	3283 ± 71	-2
19-1	altered core	546	408	0.75	0.0001	0.6661 ± 0.0192	24.8007 ± 1.3059	0.2700 ± 0.0119	3291 ± 75	3306 ± 71	0
20-1	altered core	702	383	0.55	0.0020	0.6218 ± 0.0314	17.9820 ± 1.1871	0.2097 ± 0.0089	3117 ± 126	2904 ± 71	7
21-1	moderately altered core	296	145	0.49	0.0001	0.6263 ± 0.0317	23.0757 ± 1.5247	0.2672 ± 0.0114	3135 ± 127	3290 ± 68	-5
22-1	altered core	2118	1081	0.51	0.0001	0.3449 ± 0.0174	12.8439 ± 0.8476	0.2701 ± 0.0115	1910 ± 84	3307 ± 68	-42
23-1	altered core	448	166	0.37	0.0012	0.5619 ± 0.0284	19.1972 ± 1.2679	0.2478 ± 0.0105	2874 ± 118	3171 ± 69	-9
26-1	altered core	338	226	0.67	0.0001	0.6208 ± 0.0314	23.5399 ± 1.5550	0.2750 ± 0.0117	3113 ± 126	3335 ± 68	-7
27-1	oscillatory zoned core	302	257	0.85	<0.0001	0.7712 ± 0.0390	41.0601 ± 2.7115	0.3861 ± 0.0164	3685 ± 143	3856 ± 66	-4
28-1	oscillatory zoned core	224	214	0.95	<0.0001	0.7965 ± 0.0403	42.1484 ± 2.7843	0.3838 ± 0.0163	3777 ± 146	3847 ± 66	-2
<b>LAD492 (gray gneiss, opposite side of Nulliak Island)</b>											
31-1	overgrowth	162	2	0.01	<0.0001	0.6150 ± 0.0136	19.4839 ± 0.8365	0.2298 ± 0.0085	3090 ± 54	3050 ± 60	1
32-1	oscillatory zoned core	90	69	0.77	<0.0001	0.6765 ± 0.0150	25.4090 ± 1.0962	0.2724 ± 0.0101	3331 ± 58	3320 ± 59	0
33-1	oscillatory zoned core	53	30	0.57	<0.0001	0.6700 ± 0.0150	25.5922 ± 1.1153	0.2770 ± 0.0104	3306 ± 58	3346 ± 60	-1
35-1	white altered core	79	27	0.34	0.0001	0.6507 ± 0.0145	25.4503 ± 1.1005	0.2837 ± 0.0105	3231 ± 57	3383 ± 59	-5
36-1	oscillatory zoned core	71	51	0.72	0.0002	0.6732 ± 0.0150	24.4722 ± 1.0604	0.2636 ± 0.0098	3318 ± 58	3269 ± 60	2
37-1	inherited core	84	65	0.78	0.0002	0.6811 ± 0.0151	25.0819 ± 1.0833	0.2671 ± 0.0099	3348 ± 58	3289 ± 59	2
38-1	altered core	71	45	0.64	<0.0001	0.6870 ± 0.0153	25.3337 ± 1.0972	0.2674 ± 0.0099	3371 ± 59	3291 ± 60	2
39-1	oscillatory zoned core	66	44	0.66	0.0006	0.6816 ± 0.0152	24.4818 ± 1.0623	0.2605 ± 0.0097	3351 ± 58	3250 ± 60	3
40-1	altered core	53	21	0.39	<0.0001	0.5836 ± 0.0131	19.4113 ± 0.8507	0.2412 ± 0.0091	2963 ± 54	3128 ± 61	-5
<b>LAD060 (gray gneiss, Torr Bay)</b>											
9-1	oscillatory zoned core	88	48	0.55	<0.0001	0.7715 ± 0.0145	39.0469 ± 1.6020	0.3671 ± 0.0134	3686 ± 53	3779 ± 56	-2
10-1	altered core	1896	51	0.03	0.0001	0.3776 ± 0.0070	16.2215 ± 0.6606	0.3116 ± 0.0113	2065 ± 33	3529 ± 57	-41
11-1	altered core	389	18	0.05	0.0001	0.8370 ± 0.0155	37.4131 ± 1.5252	0.3242 ± 0.0118	3920 ± 55	3590 ± 57	9
12-1	fairly zoned core	405	32	0.08	<0.0001	0.7586 ± 0.0141	37.1991 ± 1.5165	0.3557 ± 0.0129	3639 ± 52	3731 ± 56	-2
13-1	white zoned core	85	51	0.61	<0.0001	0.6159 ± 0.0116	22.9209 ± 0.9442	0.2699 ± 0.0099	3094 ± 46	3305 ± 59	-6
14-1	altered core	283	44	0.16	<0.0001	0.7611 ± 0.0142	35.1898 ± 1.4359	0.3353 ± 0.0122	3648 ± 52	3642 ± 57	0
15-1	fairly zoned core	239	43	0.18	0.0001	0.7812 ± 0.0145	39.4455 ± 1.6100	0.3662 ± 0.0133	3722 ± 53	3776 ± 56	-1
16-1	oscillatory zoned core	72	48	0.67	<0.0001	0.7642 ± 0.0144	37.2727 ± 1.5324	0.3537 ± 0.0129	3660 ± 53	3723 ± 57	-2
17-1	oscillatory zoned core	285	208	0.73	<0.0001	0.4749 ± 0.0088	10.4566 ± 0.4283	0.1597 ± 0.0058	2505 ± 39	2452 ± 63	2
<b>LAD095 (gray gneiss, St John's Harbour Southwest)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	52	34	0.64	0.0001	0.6950 ± 0.0290	32.6719 ± 1.4803	0.3410 ± 0.0061	3402 ± 111	3667 ± 27	-7
2-1	oscillatory zoned core	49	33	0.68	0.0001	0.7823 ± 0.0326	40.9141 ± 1.8525	0.3793 ± 0.0067	3725 ± 119	3829 ± 27	-3
3-1	oscillatory zoned core	69	40	0.59	<0.0001	0.6972 ± 0.0290	30.7515 ± 1.3909	0.3199 ± 0.0057	3410 ± 111	3569 ± 27	-4
4-1	oscillatory zoned core	44	33	0.74	0.0001	0.7596 ± 0.0317	37.7636 ± 1.7117	0.3606 ± 0.0064	3643 ± 117	3752 ± 27	-3
5-1	oscillatory zoned core	48	23	0.49	0.0001	0.7078 ± 0.0295	29.8502 ± 1.3537	0.3059 ± 0.0055	3450 ± 112	3500 ± 28	-1
6-1	oscillatory zoned core	60	42	0.70	<0.0001	0.7433 ± 0.0310	36.7001 ± 1.6601	0.3581 ± 0.0063	3583 ± 115	3742 ± 27	-4
7-1	oscillatory zoned core	73	51	0.70	0.0001	0.7073 ± 0.0294	33.3875 ± 1.5092	0.3424 ± 0.0060	3448 ± 112	3673 ± 27	-6
8-1	altered core	53	38	0.72	<0.0001	0.6785 ± 0.0283	31.8632 ± 1.4436	0.3406 ± 0.0061	3338 ± 109	3666 ± 27	-9
9-1	altered core	111	73	0.65	<0.0001	0.7062 ± 0.0294	30.1228 ± 1.3593	0.3093 ± 0.0054	3444 ± 112	3518 ± 27	-2
10-1	oscillatory zoned core	61	45	0.74	<0.0001	0.7401 ± 0.0308	35.9742 ± 1.6273	0.3525 ± 0.0062	3571 ± 115	3718 ± 27	-4
11-1	oscillatory zoned core	41	30	0.73	0.0001	0.8207 ± 0.0290	41.5623 ± 1.7393	0.3673 ± 0.0082	3863 ± 104	3780 ± 34	2
12-1	oscillatory zoned core	39	17	0.45	0.0001	0.6918 ± 0.0245	30.4115 ± 1.2766	0.3188 ± 0.0072	3390 ± 94	3564 ± 35	-5
13-1	oscillatory zoned core	95	55	0.58	<0.0001	0.6927 ± 0.0244	28.6116 ± 1.1922	0.2996 ± 0.0067	3393 ± 94	3468 ± 35	-2
15-1	slightly altered core	65	47	0.72	<0.0001	0.7972 ± 0.0281	37.9777 ± 1.5841	0.3455 ± 0.0077	3779 ± 102	3687 ± 34	2
16-1	oscillatory zoned core	243	39	0.16	0.0001	0.7457 ± 0.0263	33.1099 ± 1.3748	0.3220 ± 0.0071	3592 ± 98	3580 ± 34	0
17-1	oscillatory zoned core	52	36	0.68	<0.0001	0.8023 ± 0.0283	39.3986 ± 1.6457	0.3561 ± 0.0079	3797 ± 102	3733 ± 34	2
19-1	oscillatory zoned core	93	54	0.58	0.0002	0.7476 ± 0.0264	35.1392 ± 1.4633	0.3409 ± 0.0076	3598 ± 98	3667 ± 34	-2
20-1	oscillatory zoned core	57	53	0.93	<0.0001	0.8017 ± 0.0283	40.6818 ± 1.6980	0.3681 ± 0.0082	3795 ± 102	3783 ± 34	0
<b>LAD273 (gray gneiss, Pangertok Inlet)</b>											
1-1	gray zoned core	126	71	0.56	0.0002	0.7497 ± 0.0211	37.6645 ± 1.8016	0.3644 ± 0.0141	3606 ± 78	3768 ± 60	-4

**Table 4.2 (continued)**

Grain spot No.	Internal structure <sup>a</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAD273 (gray gneiss, Pangertok Inlet, continued)</b>											
2-1	altered core	181	78	0.43	<0.0001	0.7787 ± 0.0219	36.3362 ± 1.7368	0.3384 ± 0.0131	3712 ± 80	3656 ± 60	2
4-1	oscillatory zoned core	100	79	0.79	0.0004	0.6087 ± 0.0172	21.2605 ± 1.0191	0.2533 ± 0.0098	3065 ± 69	3206 ± 63	-4
5-1	altered core	106	48	0.45	<0.0001	0.7316 ± 0.0206	34.6661 ± 1.6592	0.3436 ± 0.0133	3540 ± 77	3679 ± 60	-4
6-1	oscillatory zoned core	107	50	0.47	<0.0001	0.7616 ± 0.0215	35.9105 ± 1.7185	0.3420 ± 0.0132	3650 ± 79	3672 ± 60	-1
7-1	oscillatory zoned core	110	72	0.66	<0.0001	0.7953 ± 0.0250	35.3296 ± 1.6906	0.3222 ± 0.0125	3772 ± 81	3580 ± 61	5
8-1	zoned core	107	85	0.80	<0.0001	0.8159 ± 0.0230	39.2180 ± 1.8764	0.3486 ± 0.0135	3846 ± 82	3701 ± 60	-4
9-1	oscillatory zoned core	187	160	0.85	0.0001	0.7844 ± 0.0221	39.2111 ± 1.8739	0.3626 ± 0.0140	3733 ± 80	3761 ± 60	4
11-1	altered core	1614	524	0.32	<0.0001	0.7650 ± 0.0271	37.7912 ± 2.6868	0.3583 ± 0.0221	3662 ± 100	3743 ± 97	-2
12-1	altered core	1125	90	0.08	<0.0001	0.5672 ± 0.0201	15.1103 ± 1.0745	0.1932 ± 0.0119	2896 ± 83	2770 ± 105	5
13-1	inherited core	110	64	0.58	0.0001	0.8009 ± 0.0286	35.9984 ± 2.5624	0.3240 ± 0.0200	3810 ± 103	3589 ± 98	6
14-1	inherited core	330	52	0.16	0.0002	0.7318 ± 0.0259	32.3910 ± 2.3038	0.3210 ± 0.0198	3540 ± 97	3575 ± 98	-1
<b>LAE069 (gray gneiss, Pangertok Inlet)</b>											
10-1	overgrowth	1475	9	0.01	<0.0001	0.3312 ± 0.0106	7.5131 ± 0.2886	0.1645 ± 0.0035	1844 ± 52	2503 ± 36	-26
12-1	oscillatory zoned core	185	163	0.88	<0.0001	0.7887 ± 0.0253	36.2201 ± 1.3938	0.3331 ± 0.0071	3749 ± 92	3631 ± 33	3
13-1	oscillatory zoned core	127	116	0.91	<0.0001	0.7775 ± 0.0250	36.4920 ± 1.4065	0.3404 ± 0.0072	3708 ± 91	3665 ± 33	1
14-1	oscillatory zoned core	98	77	0.79	<0.0001	0.7650 ± 0.0246	34.9560 ± 1.3495	0.3314 ± 0.0071	3663 ± 91	3624 ± 33	1
15-1	altered core	1517	331	0.22	<0.0001	0.3767 ± 0.0121	8.0345 ± 0.3085	0.1547 ± 0.0033	2061 ± 57	2398 ± 36	-14
16-1	oscillatory zoned core	161	94	0.59	<0.0001	0.7711 ± 0.0248	34.6593 ± 1.3346	0.3260 ± 0.0069	3685 ± 91	3598 ± 33	2
17-1	gray altered core	229	197	0.86	<0.0001	0.7897 ± 0.0254	35.8884 ± 1.3801	0.3296 ± 0.0070	3752 ± 92	3615 ± 33	4
18-1	white altered core	138	69	0.50	<0.0001	0.7702 ± 0.0248	35.7330 ± 1.3767	0.3365 ± 0.0071	3681 ± 91	3647 ± 33	1
19-1	altered overgrowth	79	70	0.89	0.0001	0.7741 ± 0.0368	34.7357 ± 2.0007	0.3255 ± 0.0106	3696 ± 135	3596 ± 51	3
20-1	altered core	145	121	0.83	<0.0001	0.7892 ± 0.0375	37.9461 ± 2.1817	0.3487 ± 0.0113	3750 ± 137	3701 ± 50	1
21-1	altered core	72	26	0.36	<0.0001	0.8043 ± 0.0383	41.6731 ± 2.4001	0.3758 ± 0.0122	3804 ± 138	3815 ± 50	0
22-1	altered core	916	168	0.18	<0.0001	0.5191 ± 0.0247	12.5706 ± 0.7219	0.1756 ± 0.0057	2695 ± 106	2612 ± 55	3
23-1	oscillatory zoned core	133	93	0.70	0.0002	0.7596 ± 0.0361	34.2652 ± 1.9707	0.3272 ± 0.0106	3643 ± 134	3604 ± 51	1
24-1	overgrowth	818	158	0.19	<0.0001	0.5301 ± 0.0252	14.0997 ± 0.8097	0.1929 ± 0.0062	2742 ± 107	2767 ± 54	-1
25-1	oscillatory zoned core	324	490	1.52	<0.0001	0.7504 ± 0.0357	34.1738 ± 1.9629	0.3303 ± 0.0107	3609 ± 133	3618 ± 50	0
26-1	altered core	581	431	0.74	<0.0001	0.5984 ± 0.0284	22.5574 ± 1.2954	0.2734 ± 0.0088	3023 ± 116	3326 ± 51	-9
27-1	altered core	399	117	0.29	0.0001	0.7231 ± 0.0344	30.5652 ± 1.7554	0.3065 ± 0.0099	3508 ± 130	3504 ± 51	0
28-1	altered core	1104	11	0.01	0.0002	0.4769 ± 0.0227	11.8003 ± 0.6776	0.1795 ± 0.0058	2514 ± 100	2648 ± 55	-5
<b>LAD922 (gray gneiss, Kiyuktok Cove)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	138	62	0.45	0.0002	0.7459 ± 0.0243	32.7685 ± 1.2156	0.3186 ± 0.0057	3592 ± 90	3563 ± 28	1
1-2	overgrowth	772	55	0.07	0.0001	0.7342 ± 0.0239	32.8830 ± 1.2153	0.3248 ± 0.0057	3549 ± 89	3593 ± 27	-1
2-1	oscillatory zoned core	153	96	0.62	<0.0001	0.6793 ± 0.0221	29.1194 ± 1.0802	0.3109 ± 0.0055	3342 ± 86	3525 ± 28	-5
2-2	overgrowth	175	58	0.33	<0.0001	0.7769 ± 0.0253	37.0127 ± 1.3714	0.3455 ± 0.0061	3706 ± 92	3687 ± 27	1
3-1	altered core	408	233	0.57	<0.0001	0.7709 ± 0.0251	36.1150 ± 1.3356	0.3398 ± 0.0060	3684 ± 92	3662 ± 27	1
4-1	oscillatory zoned core	500	104	0.21	0.0001	0.7201 ± 0.0234	32.3527 ± 1.1963	0.3258 ± 0.0057	3496 ± 88	3598 ± 27	-3
5-1	oscillatory zoned core	339	242	0.71	0.0001	0.7085 ± 0.0231	32.4103 ± 1.1991	0.3318 ± 0.0058	3453 ± 88	3625 ± 27	-5
6-1	oscillatory zoned core	543	498	0.92	0.0001	0.7502 ± 0.0244	35.4669 ± 1.3112	0.3429 ± 0.0060	3608 ± 91	3676 ± 27	-2
6-2	oscillatory zoned core	442	46	0.10	0.0001	0.7447 ± 0.0242	34.9758 ± 1.2934	0.3406 ± 0.0060	3588 ± 90	3666 ± 27	-2
7-1	oscillatory zoned core	413	179	0.43	<0.0001	0.7068 ± 0.0230	29.6873 ± 1.0981	0.3046 ± 0.0054	3446 ± 87	3494 ± 27	-1
8-1	oscillatory zoned core	237	193	0.82	<0.0001	0.7202 ± 0.0233	31.7798 ± 1.3405	0.3201 ± 0.0087	3497 ± 88	3570 ± 42	-2
8-2	overgrowth	542	61	0.11	<0.0001	0.7403 ± 0.0240	31.8620 ± 1.3426	0.3122 ± 0.0084	3572 ± 89	3532 ± 42	1
9-1	oscillatory zoned core	756	131	0.17	<0.0001	0.7107 ± 0.0230	32.5959 ± 1.3732	0.3326 ± 0.0090	3461 ± 87	3629 ± 42	-5
9-2	oscillatory zoned core	252	82	0.33	<0.0001	0.7611 ± 0.0246	32.6592 ± 1.3774	0.3112 ± 0.0084	3648 ± 91	3527 ± 42	3
10-1	oscillatory zoned core	434	198	0.46	0.0003	0.6549 ± 0.0212	29.8947 ± 1.2600	0.3311 ± 0.0089	3247 ± 83	3622 ± 42	-10
11-1	oscillatory zoned core	123	76	0.62	0.0006	0.6888 ± 0.0223	30.7487 ± 1.2995	0.3237 ± 0.0088	3378 ± 86	3588 ± 42	-6
11-2	oscillatory zoned core	494	127	0.26	<0.0001	0.7404 ± 0.0240	33.2681 ± 1.4019	0.3259 ± 0.0088	3572 ± 89	3598 ± 42	-1
12-1	oscillatory zoned core	482	302	0.63	0.0001	0.7458 ± 0.0241	35.8766 ± 1.5118	0.3489 ± 0.0094	3592 ± 90	3702 ± 42	-3
13-1	oscillatory zoned core	628	241	0.38	<0.0001	0.7208 ± 0.0233	31.9301 ± 1.3453	0.3213 ± 0.0087	3499 ± 88	3576 ± 42	-2
14-1	oscillatory zoned core	486	185	0.38	0.0001	0.6136 ± 0.0199	23.0483 ± 0.9715	0.2724 ± 0.0074	3084 ± 80	3320 ± 43	-7
<b>LAD449 (gray gneiss, Ukkalek Island)</b>											
1-1	altered core	1023	95	0.09	<0.0001	0.7750 ± 0.0289	35.5509 ± 1.8554	0.3327 ± 0.0121	3699 ± 106	3630 ± 57	2
2-1	altered core	782	26	0.03	<0.0001	0.5608 ± 0.0209	15.0985 ± 0.7883	0.1953 ± 0.0071	2870 ± 87	2787 ± 61	3
3-1	altered core	613	9	0.01	0.0001	0.5857 ± 0.0219	16.5149 ± 0.8624	0.2045 ± 0.0075	2972 ± 89	2863 ± 61	4
4-1	altered core	13	1	0.09	<0.0001	0.8742 ± 0.0330	35.2080 ± 1.8769	0.2921 ± 0.0110	4050 ± 115	3429 ± 60	18
5-1	oscillatory zoned core	42	1	0.02	0.0001	0.8121 ± 0.0304	38.5161 ± 2.0227	0.3440 ± 0.0127	3832 ± 109	3681 ± 57	4
6-1	altered core	1071	76	0.07	<0.0001	0.7649 ± 0.0285	33.0332 ± 1.7240	0.3132 ± 0.0114	3662 ± 105	3537 ± 57	4
7-1	altered core	1259	118	0.09	<0.0001	0.4932 ± 0.0184	12.5980 ± 0.6576	0.1853 ± 0.0068	2585 ± 80	2700 ± 62	-4
8-1	altered core	1223	58	0.05	<0.0001	0.5319 ± 0.0198	14.6044 ± 0.7623	0.1991 ± 0.0073	2750 ± 84	2819 ± 61	-2
9-1	altered core	1282	119	0.09	<0.0001	0.7175 ± 0.0268	32.6371 ± 1.7032	0.3299 ± 0.0120	3487 ± 101	3617 ± 57	-4
10-1	altered core	670	8	0.01	<0.0001	0.7849 ± 0.0293	35.7542 ± 1.8663	0.3304 ± 0.0121	3735 ± 107	3619 ± 57	3
12-1	altered core	880	83	0.09	<0.0001	0.8491 ± 0.0427	37.1787 ± 2.5981	0.3176 ± 0.0154	3963 ± 151	3558 ± 77	11
15-1	altered core	513	11	0.02	0.0001	0.7778 ± 0.0391	35.1805 ± 2.4588	0.3281 ± 0.0159	3709 ± 143	3608 ± 77	3
17-1	altered core	1170	140	0.12	<0.0001	0.7564 ± 0.0380	33.0293 ± 2.3080	0.3167 ± 0.0154	3631 ± 141	3554 ± 77	2
18-1	Altered core	1250	183	0.15	<0.0001	0.7901 ± 0.0397	34.4902 ± 2.4101	0.3166 ± 0.0154	3754 ± 145	3553 ± 77	6
20-1	Altered core	844	51	0.06	<0.0001	0.8681 ± 0.0436	37.2835 ± 2.6054	0.3115 ± 0.0151	4028 ± 152	3528 ± 77	14
<b>LAE144 (gray gneiss, Hebron)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	90	54	0.60	<0.0001	0.7958 ± 0.0330	40.6669 ± 2.3410	0.3706 ± 0.0148	3774 ± 120	3794 ± 62	-1
2-1	oscillatory zoned core	176	154	0.88	0.0001	0.6702 ± 0.0278	28.9515 ± 1.6652	0.3133 ± 0.0125	3307 ± 108	3537 ± 63	-7
3-1	altered core	111	111	1.00	<0.0001	0.6995 ± 0.0290	32.1912 ± 1.8529	0.3338 ± 0.0133	3419 ± 111	3634 ± 62	-6
4-1	altered core	82	5	0.07	<0.0001	0.7151 ± 0.0297	32.4636 ± 1.8700	0.3293 ± 0.0131	3477 ± 113	3614 ± 63	-4
5-1	altered core	176	181	1.03	<0.0001	0.8128 ± 0.0337	36.9918 ± 2.1271	0.3301 ± 0.0131	3835 ± 121	3617 ± 62	6
6-1	moderately altered core	203	167	0.83	<0.0001	0.8037 ± 0.0333	40.6884 ± 2.3391	0.3672 ± 0.0146	3802 ± 120	3780 ± 62	1
7-1	oscillatory zoned core	262	172	0.66	<0.0001	0.7585 ± 0.0315	37.3854 ± 2.1488	0.3575 ± 0.0142	3639 ± 116	3739 ± 62	-3
8-1	oscillatory zoned core	56	24	0.43	<0.0001	0.7465 ± 0.0310	36.4744 ± 2.1033	0.3543 ± 0.0142	3595 ± 116	3726 ± 62	-4
9-1											

**Table 4.2 (continued)**

Grain spot	Internal structure <sup>+</sup>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	<sup>204</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U (2σ)	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	Age (Ma) (2σ)		Disc.** (%)
									<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U age	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* age	
<b>LAE144 (gray gneiss, Hebron, continued)</b>											
No.											
12-1	altered core	632	59	0.09	<0.0001	0.6737 ± 0.0160	24.0008 ± 1.1043	0.2584 ± 0.0102	3320 ± 62	3237 ± 64	3
13-1	oscillatory zoned core	279	267	0.96	<0.0001	0.8074 ± 0.0191	41.9748 ± 1.9322	0.3770 ± 0.0149	3816 ± 69	3820 ± 61	0
14-1	oscillatory zoned core	366	41	0.11	<0.0001	0.8043 ± 0.0191	37.5257 ± 1.7270	0.3384 ± 0.0133	3805 ± 68	3655 ± 62	4
15-1	oscillatory zoned core	149	209	1.41	<0.0001	0.8100 ± 0.0192	41.0226 ± 1.8905	0.3673 ± 0.0145	3825 ± 69	3780 ± 61	1
16-1	altered core	480	17	0.04	<0.0001	0.7704 ± 0.0183	36.6378 ± 1.6858	0.3449 ± 0.0136	3682 ± 67	3685 ± 62	0
17-1	moderately altered core	284	110	0.39	0.0002	0.6296 ± 0.0149	25.3964 ± 1.1696	0.2926 ± 0.0116	3148 ± 59	3431 ± 63	-8
18-1	fairly oscillatory zoned core	226	163	0.72	<0.0001	0.8185 ± 0.0194	40.1618 ± 1.8493	0.3559 ± 0.0140	3855 ± 69	3732 ± 61	3
19-1	oscillatory zoned core	198	143	0.72	<0.0001	0.7660 ± 0.0182	38.2186 ± 1.7604	0.3619 ± 0.0143	3666 ± 67	3758 ± 61	-2
20-1	oscillatory zoned core	72	5	0.07	0.0001	0.7642 ± 0.0182	34.7753 ± 1.6074	0.3300 ± 0.0131	3660 ± 67	3617 ± 62	1
<b>LAE275 (gray gneiss, Hebron)</b>											
1-1	oscillatory zoned core	116	60	0.52	0.0001	0.8141 ± 0.0230	39.3557 ± 2.3570	0.3506 ± 0.0185	3839 ± 82	3710 ± 83	3
2-1	altered core	230	165	0.72	0.0001	0.7719 ± 0.0218	36.9770 ± 2.2122	0.3474 ± 0.0183	3688 ± 80	3696 ± 83	0
3-1	moderately altered core	156	148	0.95	<0.0001	0.7231 ± 0.0204	33.1678 ± 1.9857	0.3327 ± 0.0176	3508 ± 77	3629 ± 83	-3
4-1	white zoned core	38	25	0.66	<0.0001	0.7543 ± 0.0215	38.3024 ± 2.3051	0.3683 ± 0.0195	3624 ± 79	3784 ± 83	-4
5-1	sector zoned core	62	33	0.53	0.0002	0.7462 ± 0.0212	37.2185 ± 2.2340	0.3618 ± 0.0191	3593 ± 79	3757 ± 83	-4
6-1	altered core	305	130	0.43	<0.0001	0.7739 ± 0.0218	38.5689 ± 2.3067	0.3614 ± 0.0191	3695 ± 80	3756 ± 82	-2
7-1	oscillatory zoned core	130	104	0.80	0.0001	0.7553 ± 0.0214	37.3265 ± 2.2351	0.3584 ± 0.0189	3627 ± 79	3743 ± 83	-3
8-1	altered core	2593	14	0.01	<0.0001	0.3307 ± 0.0093	6.6220 ± 0.3959	0.1452 ± 0.0077	1842 ± 45	2290 ± 94	-20
9-1	oscillatory zoned core	171	75	0.44	<0.0001	0.7020 ± 0.0198	30.2800 ± 1.8127	0.3129 ± 0.0165	3428 ± 76	3535 ± 84	-3
10-1	oscillatory zoned core	174	87	0.50	<0.0001	0.7687 ± 0.0217	38.2650 ± 2.2900	0.3610 ± 0.0190	3676 ± 80	3754 ± 83	-2

+ Internal structures in Cathodoluminescence images, osc: oscillatory zoning, ob-osc: obscure oscillatory zoning, overgrowth: mantle domain and overgrowing rim, homogeneous: dull structure

\* Common Pb corrected using <sup>204</sup>Pb

\*\* Discordance is defined by following equation: discordance (%) = [(<sup>206</sup>Pb\*/<sup>238</sup>U age)/(<sup>207</sup>Pb\*/<sup>206</sup>Pb\* age) - 1] × 100

## 第5章 結論

第2章では、サグレック岩体の Saglek-Hebron 地域の6地域において詳細な地質調査による地質図の作成および岩石試料採取を行った。本地域には既存の地質図があるものの解像度に乏しく、花崗岩質片麻岩類と表成岩類との時代的前後関係や表成岩帯内部の構造については明らかとなっていない。そのため、表成岩類の形成年代の制約や形成過程など未解明のままであった。本研究では、それら関係を明らかにすることを重点におき、比較的変成度が低く初生的な情報を残していると考えられかつ露出が良好な、St John's Harbour 沿岸および南域、Big Island, Nulliak Island, Pangertok Inlet とそれぞれの周辺地域で調査、5000分の1の地質図の作成および露頭における詳細な記載（スケッチマップの作成）を行った。

地質調査の結果から以下のことが明らかとなった。表成岩類は中期太古代サグレック岩脈に貫入されないため、中期太古代以降の年代を持つと考えられてきたが、本研究により調査したすべての地域においてサグレック岩脈を認めることができた。表成岩帯の原岩層序は、下位よりかんらん岩、玄武岩質溶岩、BIF、碎屑性堆積岩であり、現在のオフィオライト層序（の断片）に類似する。また、これら層序が規則的に単一のユニット（下位よりかんらん岩、玄武岩質溶岩、BIF、碎屑性堆積岩）で累重しており、デュープレックス（覆瓦状）構造の存在も認められる。序論でも述べたが、デュープレックス構造とは複数の衝上断層が上方で一つの衝上断層に収斂（合流）していく覆瓦状（短縮変形）構造の一種であり、上限の衝上断層をルーフスラスト、下限はフロアスラスト、内部の衝上断層で境されたブロックはホースと呼ばれ、付加体を特徴づける構造の一つとされている。Komiya et al. (1999) では、デュープレックス構造に加え、Isozaki et al. (1990) が定義した海洋プレート層序の存在を認定し、また、古海洋のリソスフェアが剛体であることを示し、プレートテクトニクスが当時から活動していたことを示した。本地域でも、岩相構成やデュープレックス構造の存在など、Isua 表成岩帯と多くの点で類似しているが、チャートを欠く点で Isua 表成岩帯とは異なる。遠洋性堆積物の厚さは中央海嶺から沈み込み帯までの距離に依存するとされ (Isozaki, 1996; Ueda and Miyashita, 2005), 例えば, Trinity, Josephine (ともにカリフォルニア) オフィオライトでは、苦鉄質岩や超苦鉄質岩類の上位に直接碎屑堆積物が重なる岩相層序を持っており、沈み込み帯域オフィオライトであると考えられている (Gillis and Banerjee, 2000)。また、Taitao オフィオライトも、玄武岩質火山岩類の上位に直接碎屑堆積物が重なる岩相層序をもち (Bourgeois et al., 1993; Guivel et al., 1999; Shibuya et al., 2007a), オフィオライト中に玄武岩質噴出岩や碎屑性堆積物を狭在する特徴をもつ (Nelson et al., 1993; Bourgeois et al., 1993)。本地域の付加した海洋地殻は、遠洋深海性堆積物である BIF やチャートを堆積させない、つまり中央海嶺から沈み込み帯までの距離が近い若い海洋地殻であったことを示している。第2章でも述べたが、地球上のプレートテクトニクスの開始のタイミン

グはまだ多くの議論の余地がある (summarized by Condie and Kröner 2008) . Condie and Kröner (2008) では、プレートテクトニクス認定基準を示しているが、各基準は地質体個性の事象でもあることから、特に太古代地質体において、それらを明確に適用することは困難であると考えられる。本地域においては、Komiya et al. (1999) が Isua 表成岩帯で示した、海洋プレート層序およびデュープレックス構造とそれを貫く花崗岩類の組み合わせは認められないものの、オフィオライト層序、デュープレックス構造、泥質岩中の超苦鉄質および苦鉄質岩のメランジュのような構造、そしてそれに貫入する花崗岩の存在を示した。本研究ではそれらの存在により、当時から沈み込みを伴うプレートテクトニクス活動が存在していた可能性高いことを、別の視点から初めて提案した。本地域の表成岩類は、Uivak 片麻岩により貫入される (切られる) 産状、もしくは表成岩類が片麻岩に取り込まれる産状を示すことから、表成岩類は Uivak 片麻岩よりも古いことが明らかとなった。つまり、表成岩類の年代は Uivak 片麻岩の原岩年代が下限値となる。

第3章では、サグレック岩体の年代を決定するため、本地域に分布する花崗岩質片麻岩 (Uivak 片麻岩) の年代測定を行った。本地域含め、太古代地質体は多くの花崗岩質岩形成イベントが起こっており、露頭においても複数のジェネレーション (multi-generation) が認められる。従って、地質調査において詳細な露頭観察とスケッチを行った (Fig. 3.2 および Fig. 4.20) 。その露頭記載によると、本地域には初期太古代に少なくとも5つのジェネレーションの火成活動があったことが明らかとなった。本章では、最も古いおよび若いジェネレーションの花崗岩質片麻岩を決定 (LAA995 および LAA994) し、岩石中からジルコンを抽出、スポット年代分析を行った。また、本章の「3.1 概説」でも述べたが、本地域からは複数のジルコン年代が得られているものの、ジルコン内部の記載が行われていないことが原因で、年代論争には決着がついていない。本研究では、年代測定に際し得られた年代を正確に解釈するため、全てのジルコン粒子の透過・反射像およびカソードルミネッセンス像観察も詳細に行い、内部構造を明らかにした。ジルコン粒子の記載により、初生的な情報を保持していると考えられる、コアに火成起源に特徴的なオシラトリ一累帯構造をもつ粒子を選定し、U-Pb 年代測定を行った。最も古いジェネレーションをもつ花崗岩質片麻岩試料 (LAA995) 中のジルコンから得られた最も古い年代値は  $3953 \pm 54$  Ma であり、古い6点の平均値は  $3920 \pm 49$  Ma である。一方、最も若い花崗岩質片麻岩 (LAA994) の古い4点の平均値は  $3869 \pm 63$  Ma である。それら年代は、ジルコン粒子の低いウラン含有量および高い Th/U 比をもつ分析点から得られたデータである。従って、最も古い片麻岩試料の原岩形成年代は少なくとも39億年前以前と考えられる。本研究では、従来考えられてきた Uivak 片麻岩の年代 37.3 億年前 (Schjøtte et al., 1989b など) よりも有意に古く、39億年前以前に形成されたこの花崗岩質片麻岩を新たに Iqaluk 片麻岩と名付けた。Iqaluk 片麻岩は、対岸のイトサック片麻岩体中に分布する花崗岩質片麻岩類より古く、North Atlantic Craton (NAC) では最も古い。

第2章において、本地域の表成岩類は、Iqaluk-Uivak 片麻岩により切られて（貫入されている）ことから、片麻岩類よりも古いことが明らかとなっている。つまり、本地域の表成岩類は 39 億年前よりも明らかに古い年代制約を与えられたことになる。サグレック岩体は、世界最古の地質体であるアカスタ片麻岩体(40.3 億年前: Bowring and Williams, 1999) には及ばないものの、表成岩類が分布する地質体では現在世界最古であることが明らかとなった。また、表成岩帯中には沈み込み帯で形成される付加体やオフィオライト層序が認められることから、プレートテクトニクス活動が起こっていたことが示唆されており（第2章参照）、最初期太古代から既に現代に類するこうした活動が起こっていた可能性が高い。

地質帯（岩石）の年代決定は、地球史やその地域の地史を解明する上で必要不可欠なデータの一つである。特に海洋や大陸の形成、生命の誕生等の多くの地質イベントがあった初期地球において、年代値はそれらイベントの発生や変遷の解明に大きな意味をもつ。しかしながら、太古代の地質帯研究においては年代論争に決着がついていないことがしばしばみられる。その理由としては第2章でも述べたが、ジルコンの CL 像に重点をおき年代研究を行っている例がほとんどないことや、露頭において試料採取の際に、複数の世代の火成岩類を地質学的に判別出来ていないことが挙げられる（例えば、Schjøtte et al., 1989）。つまり、複数の世代の火成作用のうち、どの世代の年代が分析によって得られたのかが明確になっていないということが問題点である。そのため、様々な年代値が得られたとしても地質学的にどのような意味を有するかが不明瞭である。本研究では、既に確立されている、露頭における産状記載（スケッチの作成）、CL 像観察および記載、スポット年代分析、ウラン含有量および Th/U 比の評価の4つの手法を組み合わせることで、初期太古代年代研究に適用すべき方法論を確立した。露頭における産状記載からは、地質体にみられる複数（multi-generation）の火成作用の証拠の中から最も古い火成作用の証拠、つまり地質体のオリジナルな年代を持ち得る岩石を選定できる。CL 像観察および記載からは、後の変成作用等の熱的イベントによって初生情報が失われたジルコン粒子または領域やインヘリテッドな領域を定性的ではあるものの排除でき、スポット分析によって得られた年代の正確な解釈を可能にする。本研究で示した方法論を用いると、複雑な産状を示す初期太古代の岩石においても、より正確に年代決定が可能である。本研究では、これら方法の組み合わせにより、サグレック岩体の年代論争を解決し、岩体の年代が 39 億年前以前であることを示した。また、第4章での露頭での産状記載と得られた年代値の検証においても、この方法論が運用可能であることを示した。今後、これら手法の組み合わせを用いて、世界の初期太古代の地質帯において、地球史に不可欠な年代に関する論争の解決が期待される。

第4章では、本地域において花崗岩質片麻岩類の年代測定を系統的に行うとともに、第3章で得られたIqaluk片麻岩の年代の検証を行った。その結果、Iqaluk-Uivak片麻岩の年代および岩相は多様であり、本研究では6つのグループに分類した（Fig. 4.21）。これ

は、露頭での産状記載の結果と矛盾しない。また、第3章で観察およびスケッチを行った同露頭 (Fig. 3.2およびFig. 4.20) から試料を採取し、年代分析を行った結果、産状記載と年代は矛盾せず、Iqaluk片麻岩が39億年前以前に形成されたことの信頼性を補完した。露頭スケールにおいて花崗岩質片麻岩のオーバープリントで示される複数 (multi-generation) の火成作用の証拠、Iqaluk片麻岩中のジルコン粒子にすらインヘリテッドコアが認められる観察事実は、既に初期太古代においても地殻のリワーキングが起こっていたこと可能性が高いことを示している。つまり、39億年前以前から花崗岩質な大陸を形成する活動が活発であり、第2章および第3章で示したような、沈み込みを伴うプレートテクトニクス活動が機能していたと考えられる。

本研究により、サグレック岩体が世界最古の表成岩帯を有していることが示された。表成岩帯内部と表成岩類と花崗岩質片麻岩との関係の詳細な調査により、表成岩帯の形成年代が39億年前以前であり、その頃には沈み込みを伴うプレートテクトニクスが活動していたこと可能性が高いことが明らかとなった。最古の表成岩類の年代をおよそ1億年更新したことにより、今後、さらに地球形成初期の表層環境解読が進むことが期待される。砕屑岩類、炭酸塩岩、BIFの存在は、この時代既に海洋が存在していたことを示しており、例えば、砕屑岩中の炭質物の炭素同位体から生命の痕跡が見つければ、生命誕生および進化に関する重要な知見が得られる可能性がある。また、苦鉄質岩や超苦鉄質岩のNd, Hf, W同位体からはマグマオーシャンの、砕屑岩中から隕石物質が見つければ隕石重爆撃に関する間接的な証拠が得られる可能性もある。最初期太古代の直接的な物的証拠が得られることにより、初期太古代研究の模式地の一つとなることも期待される。今後の最初期太古代研究のみではなく、冥王代物質の探索および発見並びに冥王代表層環境解明に大きく寄与したものとする。

## 引用文献

- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P., Burch, I.W., 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature* 441, 714-718.
- Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A.N., Pidgeon, R.T., 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature* 399, 252-255.
- Andreasen, R. and Sharma, M., 2009. Comment on "Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust". *Science* 325, 267.
- Anma, R., Armstrong, R., Danhara, T., Orihashi, Y., Iwano, H., 2006. Zircon sensitive high mass-resolution ion microprobe U-Pb and fission-track ages for gabbros and sheeted dykes of the Taitao ophiolite, Southern Chile, and their tectonic implications. *The Island Arc* 15, 130-142.
- Appel, P.W.U., Fedo, C.M., Moorbath, S., Myers, J.S., 1998. Recognizable primary volcanic and sedimentary features in a low-strain domain of the highly deformed, oldest known ( $\approx 3.7$ - $3.8$  Gyr) Greenstone Belt, Isua, West Greenland. *Terra Nova* 10, 57-62.
- Arndt, N.T., Naldrett, A.J., Pyke, D.R., 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *Journal of Petrology* 18, 319-369.
- Baadsgaard, H., Collerson, K.D., Bridgwater, D., 1979. The Archean gneiss complex of northern Labrador. 1. Preliminary U-Th-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 951-961.
- Barton Jr, J.M., 1975. Rb-Sr isotopic characteristics and chemistry of the 3.6-b.y. Hebron gneiss, Labrador. *Earth and Planetary Science Letters* 27, 427-435.
- Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1188-1214.
- Bennett, V.C., Nutman, A.P., McCulloch, M.T., 1993. Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 299-317.
- Bleeker, W., 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71, 99-134.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 43-60.
- Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Whitehouse, M.J., Collerson, K.D., 2005. Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 1555-1573.
- Bourgeois, J., Lagabriele, Y., Le Moigne, J., Urbina, O., Janin, M. C., Beuzart, P., 1993. Preliminary results of a field study of the Taitao ophiolite (southern Chile): Implications for evolution of the Chile triple junction. *Ophioliti* 18, 113-129.

- Bowring, S.A., Williams, I.S., Compston, W., 1989. 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories. *Geology* 17, 760-764.
- Bowring, S.A. and Housh, T., 1995. The Earth's early evolution. *Science* 269, 1535-1540.
- Bowring, S.A. and Williams, I.S., 1999. Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 3-16.
- Bridgwater, D., Collerson, K.D., Hurst, R.W., Jesseau, C.W., 1975. Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador, Report of activities, part A. Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, pp. 287-296.
- Bridgwater, D. and Collerson, K.D., 1976. The major petrological and geochemical characters of the 3,600 m.y. Uivak gneisses from Labrador. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 54, 43-59.
- Bridgwater, D. and Collerson, K.D., 1977. On the origin of early Archaean gneisses: A reply. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62, 179-191.
- Bridgwater, D., Collerson, K.D., Myers, J.S., 1978. The development of the Archaean gneiss complex of the North Atlantic region. Academic Press, London.
- Bridgwater, D., Mengel, F., Schiøtte, L., Winter, J., 1990. Research on the Archean rocks of Northern Labrador, progress report 1989. Current Research (1990) Newfoundland Department of Mines and Energy; Geological Survey Branch, Report 90-1, 227-236.
- Bridgwater, D. and Schiøtte, L., 1991. The Archaean gneiss complex of northern Labrador. A review of current results, idea and problems. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 39, 153-166.
- Burton, K.W., Cohen, A.S., O'Nions, R.K., O'Hara, M.J., 1994. Archaean crustal development in the Lewisian complex of northwest Scotland. *Nature* 370, 552-555.
- Cartwright, I. and Barnicoat, A.C., 1987. Petrology of Scourian supracrustal rocks and orthogneisses from Stoer, NW Scotland: implications for the geological evolution of the Lewisian complex. Geological Society, London, Special Publications 27, 93-107.
- Cates, N.L. and Mojzsis, S.J., 2007. Pre-3750 Ma supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq supracrustal belt, northern Québec. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 9-21.
- Cavosie, A.J., Wilde, S.A., Liu, D., Weiblen, P.W., Valley, J.W., 2004. Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of early Archean to Mesoproterozoic (4348-1576 Ma) magmatism. *Precambrian Research* 135, 251-279.
- Cherniak, D. J., Watson, E. B., Harrison, T. M., Grove, M., 2000. Pb diffusion in monazite: a progress report on a combined RBS/SIMS study. *Trans Am Geophys Union*, 81, S25.
- Chipping, D.H., 1971. Paleoenvironmental significance of chert in the Franciscan Formation of western California. *Geological Society of America Bulletin* 82, 1707-1712.

- Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97, 196-204.
- Collerson, K.D., 1983. Ion microprobe zircon geochronology of the Uivak Gneisses: Implications for the evolution of early terrestrial crust in the North Atlantic Craton, In: Ashwal, L.D., Card, K.D. (Eds.), *Abstracts for Early Crustal Genesis Field Workshop*, Lunar and Planetary Institute, Houston, TX, Technical Report 83-03, pp. 28-33.
- Collerson, K.D., Jesseau, C.W., Bridgwater, D., 1976a. Crustal development of the Archaean Gneiss Complex: Eastern Labrador. In: B.F. Windley (Ed), *The Early History of the Earth based on the proceeding of a NATO advanced study institute held at the university of Leicester 5-11 April, 1975*. John Wiley & Sons, London, pp. 237-253.
- Collerson, K.D., Jesseau, C.W., Bridgwater, D., 1976b. Contrasting types of bladed olivine in ultramafic rocks from the Archean of Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13, 442-450.
- Collerson, K.D. and Bridgwater, D., 1979. Metamorphic development of early Archaean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek area, Labrador, In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, dacites, and related rock*. Elsevier, Amsterdam.
- Collerson, K.D., Brooks, C., Bruce Ryan, A., Compston, W., 1982. A reappraisal of the Rb-Sr systematics of early Archaean gneisses from Hebron, Labrador. *Earth and Planetary Science Letters* 60, 325-336.
- Collerson, K.D., Campbell, L.M., Weaver, B.L., Palacz, Z.A., 1991. Evidence for extreme mantle fractionation in early Archaean ultramafic rocks from northern Labrador. *Nature* 349, 209-214.
- Collerson, K.D. and Regelous, M., 1995. Evolution of early Archaean lithosphere: new data from the North Atlantic Craton. *Terra Nova* 7, 98 (abstract).
- Compston, W. and Pidgeon, R.T., 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature* 321, 766-769.
- Condie, K.C. and Kröner, A., 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record. In: K.C. Condie and V. Pease (Editors), *When did plate tectonics begin on planet earth?* Geological Society of America Special Paper 400, Boulder, Colorado, pp. 281-294.
- Coney, P.J., Jones, D.L., Monger, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature* 288, 329-333.
- Cowan, D.S., 1985. Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 451-462.
- Crowley, J.L., 2003. U-Pb geochronology of 3810-3630 Ma granitoid rocks south of the Isua greenstone belt, southern West Greenland. *Precambrian Research* 126, 235-257.

- Czaja, A.D., Johnson, C.M., Beard, B.L., Roden, E.E., Li, W., Moorbath, S., 2013. Biological Fe oxidation controlled deposition of banded iron formation in the ca. 3770 Ma Isua Supracrustal Belt (West Greenland). *Earth and Planetary Science Letters* 363, 192-203.
- David, J., Godin, L., Stevenson, R., O'Neil, J., Francis, D., 2009. U-Pb ages (3.8-2.7 Ga) and Nd isotope data from the newly identified Eoarchean Nuvvuagittuq supracrustal belt, Superior Craton, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 121, 150-163.
- Davies, G.F., 1992. On the emergence of plate tectonics. *Geology* 20, 963-966.
- De Wit, M.J., Hart, R.A., Hart, R.J., 1987. The Jamestown Ophiolite Complex, Barberton mountain belt: a section through 3.5 Ga oceanic crust. *Journal of African Earth Sciences* 6, 681-730.
- DeLong, S.E. and Fox, P.J., 1977. Geological consequences of ridge subduction. In: M. Talwani and W.C.P. III (Editors), *Island arcs, Deep Sea trenches and back-arc basins*. Am. Geophys. Union, Washington D. C., pp. 221-228.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 387-411.
- Donaldson, C.H., 1974. Olivine crystal types in harrisitic rocks of the Rhum Pluton and in Archean spinifex rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1721-1726.
- Duchač, K.C. and Hanor, J.S., 1987. Origin and timing of the metasomatic silicification of an early Archean komatiite sequence, Barberton Mountain Land, South Africa. *Precambrian Research*, 37: 125-146.
- Eggins, S.M., Kinsley, L.P.J., Shelley, J.M.M., 1998. Deposition and elemental fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science* 127-129, 278-286.
- Fedo, C.M. and Whitehouse, M.J., 2002. Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, Akilia, Greenland, and implications for Earth's earliest life. *Science* 296, 1448-1452.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., McGregor, V.R., 1988. Late Archaean terrane accretion in the Godthåb region, southern West Greenland. *Nature* 335, 535-538.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., Bennett, V.C., 2002. Origin and significance of Archean quartzose rocks at Akilia, Greenland. *Science* 298, 917a.
- Furnes, H., de Wit, M., Staudigel, H., Rosing, M., Muehlenbachs, K., 2007. A vestige of Earth's oldest ophiolite. *Science* 315, 1704-1707.
- Furnes, H., de Wit, M., Dilek, Y., 2014. Four billion years of ophiolites reveal secular trends in oceanic crust formation. *Geoscience Frontiers* 5, 571-603.
- Gillis, K.M. and Banerjee, N.R., 2000. Hydrothermal alteration patterns in supra-subduction zone ophiolites. In: Y. Dilek, E.M. Moores, D. Elthon and A. Nicolas (Editors), *Ophiolites and*

- Oceanic Crust: New Insights from Field studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp. 283-297.
- Gross, G.A., 1965. Geology of iron deposits in Canada, Volume I General geology and evaluation of iron deposits. Economic Geology Report No. 22. Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Survey, Ottawa, Canada.
- Guivel, C., Lagabrielle, Y., Bourgois, J., Maury, R. C., Fourcade, S., Martin, H., Arnaud, N., 1999. New geochemical constraints for the origin of ridge-subduction-related plutonic and volcanic suites from the Chile Triple Junction (Taitao Peninsula and Site 862, LEG ODP141 on the Taitao Ridge). *Tectonophysics* 311, 83-111.
- Günther, D. and Heinrich, C.A., 1999. Enhanced sensitivity in laser ablation-ICP mass spectrometry using helium-argon mixtures as aerosol carrier. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 14, 1363-1368.
- Harley, S.L. and Kelly, N.M., 2007. Ancient Antarctica: The Archaean of the East Antarctic Shield, In: van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V., C. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 149-186.
- Harrison, T.M., 2009. The Hadean Crust: Evidence from >4 Ga Zircons. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37, 479-505.
- Harrison, T.M., Watson, E.B., Aikman, A.B., 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology* 35, 635-638.
- Hickman, A.H., 2004. Two contrasting granite-greenstone terranes in the Pilbara Craton, Australia: evidence for vertical and horizontal tectonic regimes prior to 2900 Ma. *Precambrian Research* 131, 153-172.
- Hirano, N., Ogawa, Y., Saito, K., Yoshida, T., Sato, H., Taniguchi, H., 2003. Multi-stage evolution of the Tertiary Mineoka ophiolite, Japan: new geochemical and age constraints. Geological Society, London, Special Publications 218, 279-298.
- Hirata, T., Izuka, T., Orihashi, Y., 2005. Reduction of mercury background on ICP-mass spectrometry for in situ U-Pb age determinations of zircon samples. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 20, 696-701.
- Hofmann, A., Wilson, A.H., Martin J. van Kranendonk, R.H.S., Vickie, C.B., 2007. Silicified Basalts, Bedded Cherts and Other Sea Floor Alteration Phenomena of the 3.4 Ga Nondweni Greenstone Belt, South Africa, *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 571-605.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27-62.
- Hurst, R.W., Bridgwater, D., Collerson, K.D., Wetherill, G.W., 1975. 3600-m.y. Rb-Sr ages from very early Archaean gneisses from Saglek Bay, Labrador. *Earth and Planetary Science*

Letters 27, 393-403.

- Iizuka, T. and Hirata, T., 2004. Simultaneous determinations of U–Pb age and REE abundances for zircons using ArF excimer laser ablation-ICPMS. *Geochemical Journal* 38, 229-241.
- Iizuka, T., Horie, K., Komiya, T., Maruyama, S., Hirata, T., Hidaka, H., Windley, B. F., 2006. 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust. *Geology* 34, 245-248.
- Iizuka, T., Komiya, T., Ueno, Y., Katayama, I., Uehara, Y., Maruyama, S., Hirata, T., Johnson, S.P., Dunkley, D., 2007. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: new constraints on its tectonothermal history. *Precambrian Research* 153, 179-208.
- Iizuka, T., Komiya, T., Johnson, S. P., Kon, Y., Maruyama, S., Hirata, T., 2009. Reworking of Hadean crust in the Acasta gneisses, northwestern Canada: Evidence from in-situ Lu-Hf isotope analysis of zircon. *Chemical Geology* 259, 230-239.
- Iizuka, T., Nakai, S.i., Sahoo, Y., Takamasa, A., Hirata, T., Maruyama, S., 2010. The tungsten isotopic composition of Eoarchean rocks: Implications for early silicate differentiation and core–mantle interaction on Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 189-200.
- Isozaki, Y., 1996. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *Island Arc* 5, 289-320.
- Isozaki, Y., Maruyama, S., Furuoka, F., 1990. Accreted ocean materials in Japan. *Tectonophysics* 181, 179-205.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47-69.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M., 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of <sup>235</sup>U and <sup>238</sup>U. *Physical Review C* 4, 1889-1906.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology* 49, 235-293.
- Juteau, T. and Maury, R., 1999. The oceanic crust, from accretion to mantle recycling. Springer, Chichester, UK, 390 pp.
- Kempe, U., Gruner, T., Nasdala, L., Wolf, D., 1996. Relevance of Cathodoluminescence for the interpretation of U-Pb zircon ages, with an example of an application to a study zircons from the Saxonian Granulite Complex, Germany. In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in geoscience*. Springer, Berlin, pp. 415-455.
- Kiminami, K., Miyashita, S., Kawabata, K., 1994. Ridge collision and in situ greenstones in accretionary complexes: An example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *Island Arc* 3, 103-111.

- Kimura, G., Ludden, J.N., Desrochers, J.-P., Hori, R., 1993. A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos* 30, 337-355.
- Kitajima, K., Maruyama, S., Utsunomiya, S., Liou, J.G., 2001. Seafloor hydrothermal alteration at an Archean mid-ocean ridge. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 583-600.
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist* 90, 1473-1499.
- Komiya, T., 2004. Material circulation model including chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 146, 333-367.
- Komiya, T., 2011. Continental recycling and true continental growth. *Russian Geology and Geophysics* 52, 1516-1529.
- Komiya, T., Maruyama, S., Masuda, T., Nohda, S., Hayashi, M., Okamoto, K., 1999. Plate tectonics at 3.8-3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland. *Journal of Geology* 107, 515-554.
- Komiya, T., Hayashi, M., Maruyama, S., Yurimoto, H., 2002. Intermediate-P-type Archean metamorphism of the Isua supracrustal belt: Implications for secular change of geothermal gradients at subduction zones and for Archean plate tectonics. *American Journal of Science* 302, 806-826.
- Komiya, T., Shimojo, M., Sawaki, Y., Ishikawa, A., Aoki, K., Collerson, K. D., 2012. Geology of the Nain Complex, Labrador, Canada: Occurrence of the Early Archean supracrustals. *Mineralogical Magazine* 76, 1951.
- Komiya, T., Yamamoto, S., Aoki, S., Sawaki, Y., Ishikawa, A., Tashiro, T., Koshida, K., Shimojo, M., Aoki, K., Collerson, K.D., 2015. Geology of the Eoarchean, >3.95 Ga, Nulliak supracrustal rocks in the Saglek Block, northern Labrador, Canada: The oldest geological evidence for plate tectonics. *Tectonophysics* 662, 40-66.
- Krogh, T.E., Kamo, S.L., 2006. Precise U-Pb zircon ID-TIMS ages provide an alternative interpretation to early ion microprobe ages and new insight into Archean crustal processes, northern Labrador, In: Reimold, W.U., Gibson, R.L. (Eds.), *Processes on the Early Earth*. Geological Society of America Special Paper 405, Boulder, Colorado, pp. 91-103.
- Kröner, A., 1985. Evolution of the Archean Continental Crust. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 49-74.
- Kusky, T.M., Bradley, D.C., Haeussler, P., 1997. Progressive deformation of the Chugach accretionary complex, Alaska, during a paleogene ridge-trench encounter. *Journal of Structural Geology* 19, 139-157.

- Kusky, T.M., Li, J.-H., Tucker, R.D., 2001. The Archean Dongwanzi ophiolite complex, North China Craton: 2.505-billion-year-old oceanic crust and mantle. *Science* 292, 1142-1145.
- Kusky, T. M., Windley, B. F., Safonova, I., Wakita, K., Wakabayashi, J., Polat, A., Santosh, M., 2013. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondwana Research* 24, 501-547.
- Le Moigne, J., Lagabrielle, Y., Whitechurch, H., Girardeau, J., Bourgois, J., Maury, R., 1996. Petrology and geochemistry of the ophiolitic and volcanic suites of the Taitao Peninsula - Chile Triple Junction area. *Journal of South American Earth Sciences* 9, 43-58.
- Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S., Shen, Q.H., 1992. Remnants of  $\geq 3800$  Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology* 20, 339-342.
- Liu, D.Y., Wan, Y.S., Wu, J.S., Wilde, S.A., Zhou, H.Y., Dong, C.Y., Yin, X.Y., 2007. Eoarchean Rocks and Zircons in the North China Craton, In: van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H., Bennett, V., C. (Eds.), *Earth's Oldest Rocks*. Elsevier, Amsterdam, pp. 251-273.
- Loveridge, W.D., Ermanovics, I.F., Sullivan, R.W., 1987. U-Pb ages on zircon from the Maggo Gneiss, the Kanairiktok Plutonic Suite and the Island Harbour Plutonic Suite, coast of Labrador, Newfoundland, Radiogenic age and isotopic studies: report 1, Geological Survey of Canada, Paper no. 87-2, pp. 59-65.
- Lytwyn, J., Casey, J., Gilbert, S., Kusky, T., 1997. Arc-like mid-ocean ridge basalt formed seaward of a trench-forearc system just prior to ridge subduction: An example from subaccreted ophiolites in southern Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102, 10225-10243.
- Maas, R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Compston, W., 1992. The Earth's oldest known crust: A geochronological and geochemical study of 3900-4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1281-1300.
- Manning, C.E., Mojzsis, S.J., Harrison, T.M., 2006. Geology, age and origin of supracrustal rocks at Akilia, West Greenland. *American Journal of Science* 306, 303-366.
- Mariano, A.N., 1978. The application of cathodoluminescence for carbonatite exploration and characterization, Proc. 1st Internat. Symposium on Carbonatites, pp. 39-57.
- Martin, H., 1994, The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In Condie, K.C., ed., *Archean Crust Evolution*: Amsterdam, Elsevier, p. 205-259.
- Matsuda, T. and Isozaki, Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone. *Tectonics* 10, 475-499.

- Matsuda, S. and Ogawa, Y., 1993. Two-stage model of incorporation of seamount and oceanic blocks into sedimentary melange: Geochemical and biostratigraphic constraints in Jurassic Chichibu accretionary complex, Shikoku, Japan. *Island Arc* 2, 7-14.
- McClay, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. In: K.R. McClay (Editor), *Thrust tectonics*. Chapman & Hall, London, pp. 419-433.
- McGregor, V.R., 1973. The early Precambrian gneisses of the Godthåb district, West Greenland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A273*, 343-358.
- McGregor, V.R., Friend, C.R.L., Nutman, A.P., 1991. The late Archean mobile belt through Godthåbsfjord, southern West Greenland: a continent-continent collision zone? *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 39, 179-197.
- Miyashita, S. and Katshushima, T., 1986. The Tomurauchi greenstone complex of the central Hidaka Zone: Contemporaneous occurrence of abyssal tholeiite and terrigenous sediments. *Journal of the Geological Society of Japan* 92, 535-557.
- Mojzsis, S.J., Arrhenius, G., McKeegan, K.D., Harrison, T.M., Nutman, A.P., Friend, C.R.L., 1996. Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. *Nature* 385, 55-59.
- Mojzsis, S.J. and Harrison, T.M., 2002a. Establishment of a 3.83-Ga magmatic age for the Akilia tonalite (southern West Greenland). *Earth and Planetary Science Letters* 202, 563-576.
- Mojzsis, S.J. and Harrison, T.M., 2002b. Origin and significance of Archean quartzose rocks at Akilia, Greenland. *Science* 298, 917a.
- Mojzsis, S.J., Cates, N.L., Caro, G., Trail, D., Abramov, O., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., Hopkins, M.D., Bleeker, W., 2014. Component geochronology in the polyphase ca. 3920 Ma Acasta Gneiss. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 133, 68-96.
- Myers, J.S., 2001. Protoliths of the 3.8-3.7 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research* 105, 129-141.
- Nakamura, K. and Kato, Y., 2004. Carbonatization of oceanic crust by the seafloor hydrothermal activity and its significance as a CO<sub>2</sub> sink in the Early Archean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 4595-4618.
- Nasdala, L., Grambole, D., Ruschel, K., 2013. Review of effects of radiation damage on the luminescence emission of minerals, and the example of He-irradiated CePO<sub>4</sub>. *Mineralogy and Petrology* 107, 441-454.
- Nelson, E., Forsythe, R., Diemer, J., Allen, M., 1993. Taitao ophiolite: a ridge collision ophiolite in the forearc of southern Chile (46 °S). *Revista Geológica de Chile* 20, 137-165.
- Nijman, W., de Bruijne, K.H., Valkering, M.E., 1998. Growth fault control of Early Archaean cherts, barite mounds and chert-barite veins, North Pole Dome, Eastern Pilbara, Western Australia. *Precambrian Research* 88, 25-52.

- Nutman, A.P., 1986. The early Archaean to Proterozoic history of the Isukasia area, southern West Greenland, 154. *Grønlands geol. Unders. Bull.*, København, Denmark, 80 pp.
- Nutman, A.P., Fryer, B.J., Bridgwater, D., 1989. The early Archaean Nulliak (supracrustal) assemblage, northern Labrador. *Can. J. Earth Sci.* 26, 2159-2168.
- Nutman, A.P. and Collerson, K.D., 1991. Very early Archean crustal-accretion complexes preserved in the North Atlantic craton. *Geology* 19, 791-794.
- Nutman, A.P., McGregor, V.R., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., Kinny, P.D., 1996. The Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland; the world's most extensive record of early crustal evolution (3900-3600 Ma). *Precambrian Research* 78, 1-39.
- Nutman, A.P., Bennett, V.C., Friend, C.R.L., Rosing, M.T., 1997. ~ 3710 and  $\geq 3790$  Ma volcanic sequences in the Isua (Greenland) supracrustal belt; structural and Nd isotope implications. *Chem. Geol.* 141, 271-287.
- Nutman, A. P., Bennett, V. C., Friend, C. R., McGregor, V. R., 2000. The early Archaean Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland: the importance of field observations in interpreting age and isotopic constraints for early terrestrial evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 3035-3060.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Horie, K., Hidaka, H., Martin J. van Kranendonk, R.H.S., Vickie, C.B., 2007. The Itsaq Gneiss Complex of Southern West Greenland and the Construction of Eoarchaeon Crust at Convergent Plate Boundaries, *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 187-218.
- Nutman, A.P. and Friend, C.R.L., 2009. New 1:20,000 scale geological maps, synthesis and history of investigation of the Isua supracrustal belt and adjacent orthogneisses, southern West Greenland: A glimpse of Eoarchaeon crust formation and orogeny. *Precambrian Research* 172, 189-211.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Paxton, S., 2009. Detrital zircon sedimentary provenance ages for the Eoarchaeon Isua supracrustal belt southern West Greenland: Juxtaposition of an imbricated ca. 3700 Ma juvenile arc against an older complex with 3920-3760 Ma components. *Precambrian Research* 172, 212-233.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., Wright, D., Norman, M.D., 2010.  $\geq 3700$  Ma pre-metamorphic dolomite formed by microbial mediation in the Isua supracrustal belt (W. Greenland): Simple evidence for early life? *Precambrian Research* 183, 725-737.
- O'Driscoll, B., Donaldson, C.H., Troll, V.R., Jerram, D.A., Emeleus, C.H., 2007. An origin for harrisitic and granular olivine in the Rum Layered Suite, NW Scotland: a crystal size distribution study. *Journal of Petrology* 48, 253-270.
- O'Neil, J., Maurice, C., Stevenson, R. K., Larocque, J., Cloquet, C., David, J., Francis, D., 2007. Chapter 3.4 The Geology of the 3.8 Ga Nuvvuagittuq (Porpoise Cove) Greenstone Belt,

- Northeastern Superior Province, Canada, *Developments in Precambrian Geology*. Elsevier, pp. 219-250.
- O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D., Stevenson, R.K., 2008. Neodymium-142 Evidence for Hadean Mafic Crust. *Science* 321, 1828-1831.
- O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D., Stevenson, R.K., 2009. Response to Comment on "Neodymium-142 evidence for Hadean mafic Crust". *Science* 325, 267.
- O'Neil, J., Carlson, R.W., Paquette, J.-L., Francis, D., 2012. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. *Precambrian Research* 220-221, 23-44.
- Ohnenstetter, D., Cesbron, F., Remond, G., Caruba, R., Claude, J.-M., 1991. Émissions de cathodoluminescence de deux populations de zircons naturels: tentative d'interprétation. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris (Ser. II)* 313, 641-647.
- Ohta, H., Maruyama, S., Takahashi, E., Watanabe, Y., Kato, Y., 1996. Field occurrence, geochemistry and petrogenesis of the Archean Mid-Oceanic Ridge Basalts (AMORBs) of the Cleaverville area, Pilbara Craton, Western Australia. *Lithos* 37, 199-221.
- Ohtomo, Y., Kakegawa, T., Ishida, A., Nagase, T., Rosing, M.T., 2014. Evidence for biogenic graphite in early Archaean Isua metasedimentary rocks. *Nature Geoscience* 7, 25-28.
- Padrón-Navarta, J.A., Sánchez-Vizcaíno, V.L., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., 2011. Metamorphic record of high-pressure dehydration of antigorite serpentinite to chlorite harzburgite in a subduction setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filábride Complex, Southern Spain). *Journal of Petrology* 52, 2047-2078.
- Parman, S.W., Dann, J.C., Grove, T.L., de Wit, M.J., 1997. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 303-323.
- Pease, V., Percival, J., Smithies, H., Stevens, G., Van Kranendonk, M.J., 2008. When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record. In: K.C. Condie and V. Pease (Editors), *When did plate tectonics begin on planet earth?* Geological Society of America Special Paper 400, Boulder, Colorado, pp. 199-228.
- Pidgeon, R.T., 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 463-472.
- Polat, A., Hofmann, A.W., Rosing, M., 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7-3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184, 231-254.
- Regelous, M. and Collerson, K.D., 1996. <sup>147</sup>Sm-<sup>143</sup>Nd, <sup>146</sup>Sm-<sup>142</sup>Nd systematics of Early Archaean rocks and implications for crust-mantle evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3513-3520.
- Reimink, J.R., Chacko, T., Stern, R.A., Heaman, L.M., 2014. Earth's earliest evolved crust

- generated in an Iceland-like setting. *Nature Geoscience* 7, 529-533.
- Ronov, A.B., 1972. Evolution of rock composition and geochemical processes in the sedimentary shell of the earth. *Sedimentology* 19, 157-172.
- Rose, N.M., Rosing, M.T., Bridgwater, D., 1996. The origin of metacarbonate rocks in the Archaean Isua supracrustal belt, West Greenland. *American Journal of Science* 296, 1004-1044.
- Rosing, M.T., 1999.  $^{13}\text{C}$ -Depleted carbon microparticles in >3700-Ma Sea-Floor sedimentary rocks from West Greenland. *Science* 283, 674-676.
- Rosing, M.T., Rose, N.M., Bridgwater, D., Thomsen, H.S., 1996. Earliest part of Earth's stratigraphic record: A reappraisal of the > 3.7 Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence. *Geology* 24, 43-46.
- Roth, A.S.G., Bourdon, B., Mojzsis, S.J., Touboul, M., Sprung, P., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., 2013. Inherited  $^{142}\text{Nd}$  anomalies in Eoarchean protoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 361, 50-57.
- Rubatto, D. and Gebauer, D., 1996. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe (SHRIMP): Some examples from high-pressure rocks of the Western Alps, In: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), *Cathodoluminescence in geoscience*. Springer, Berlin, pp. 373-400.
- Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature* 378, 571-578.
- Ryan, B. and Martineau, Y., 2012. Revised and coloured edition of 1992 map showing the Geology of the Saglek Fiord - Hebron Fiord area, Labrador (NTS 14L/2,3,6,7). Scale: 1:100000. Newfoundland Department of Mines and Energy, Geological Survey Branch, Map 92-18B and Geological Survey of Canada, Open File 2466.
- Sakata, S., Hattori, K., Iwano, H., Yokoyama, T.D., Danhara, T., Hirata, T., 2014. Determination of U-Pb ages for young zircons using laser ablation-ICP-mass spectrometry coupled with an ion detection attenuator device. *Geostandards and Geoanalytical Research* 38, 409-420.
- Schiøtte, L., 1989. On the possible role of fluid transport in the distribution of U and Pb in Archaean gneiss complex, In: Bridgwater, D. (Ed.), *Fluid Movements -Element transport and composition of the deep crust*. Kluwer Academic Publishers, pp. 299-317.
- Schiøtte, L., Compston, W., Bridgwater, D., 1989a. U-Th-Pb ages of single zircons in Archaean supracrustals from Nain Province, Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 26, 2636-2644.
- Schiøtte, L., Compston, W., Bridgwater, D., 1989b. Ion probe U-Th-Pb zircon dating of polymetamorphic orthogneisses from northern Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 26, 1533-1556.
- Schiøtte, L., Noble, S., Bridgwater, D., 1990. U-Pb mineral ages from northern Labrador: Possible

- evidence for interlayering of Early and Middle Archean tectonic slices. *Geoscience Canada* 17, 227-231.
- Schiøtte, L., Nutman, A., Bridgwater, D., 1992. U-Pb ages of single zircons within "Upernavik" metasedimentary rocks and regional implications for the tectonic evolution of the Archean Nain Province, Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 260-276.
- Schiøtte, L., Hansen, B.T., Shirey, S.B., Bridgwater, D., 1993. Petrological and whole rock isotopic characteristics of tectonically juxtaposed Archean gneisses in the Okak area of the Nain Province, Labrador: relevance for terrane models. *Precambrian Research* 63, 293-323.
- Schmitz, M.D., Bowring, S.A., Ireland, T.R., 2003. Evaluation of Duluth Complex anorthositic series (AS3) zircon as a U-Pb geochronological standard: new high-precision isotope dilution thermal ionization mass spectrometry results. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3665-3672.
- Sharma, M., Papanastassiou, D.A., Wasserburg, G.J., Dymek, R.F., 1996. The issue of the terrestrial record of  $^{146}\text{Sm}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2037-2047.
- Shibuya, T., Komiya, T., Anma, R., Ota, T., Omori, S., Kon, Y., Yamamoto, S., Maruyama, S., 2007a. Progressive metamorphism of the Taitao ophiolite; evidence for axial and off-axis hydrothermal alterations. *Lithos* 98, 233-260.
- Shibuya, T., Kitajima, K., Komiya, T., Terabayashi, M. and Maruyama, S., 2007b. Middle Archean ocean ridge hydrothermal metamorphism and alteration recorded in the Cleaverville area, Pilbara Craton, Western Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 25, 751-767.
- Shimojo, M., Yamamoto, S., Maki, K., Hirata, T., Sawaki, Y., Aoki, K., Ishikawa, A., Okada, Y., Collerson, K.D., Komiya, T., 2012. U-Pb zircon ages of Early Archean gneisses from northern Labrador. *Mineralogical Magazine*, pp. 2367.
- Shimojo, M., Yamamoto, S., Aoki, S., Sakata, S., Maki, K., Koshida, K., Ishikawa, A., Hirata, T., Collerson, K.D., Komiya, T., 2013. Occurrence of  $>3.9$  Ga "Nanok" Gneiss from Saglek Block, Northern Labrador, Canada. *Mineralogical Magazine*, Florence, Italy, pp. 2202.
- Shimojo, M., Yamamoto, S., Sakata, S., Yokoyama, T.D., Maki, K., Sawaki, Y., Ishikawa, A., Aoki, K., Aoki, S., Koshida, K., Tashiro, T., Hirata, T., Collerson, K.D., Komiya, T., 2016. Occurrence and geochronology of the Eoarchean,  $\sim 3.9$  Ga, Iqaluk Gneiss in the Saglek Block, northern Labrador, Canada: Evidence for the oldest supracrustal rocks in the world. *Precambrian Research* 278, 218-243.
- Sleep, N.H. and Windley, B.F., 1982. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *Jour. Geol.* 90, 363-379.
- Stern, R.J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology* 33, 557-560.

- Sutton, J.S., Martien, B.E., Clark, A.M.S., Knight, I., 1972. Correlation of the Precambrian Supracrustal Rocks of Coastal Labrador and South-western Greenland. *Nature Physical Science* 238, 1122-1123.
- Tani, K., Dunkley, D.J., Kimura, J.I., Wysoczanski, R.J., Yamada, K., Tatsumi, Y., 2010. Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan. *Geology* 38, 215-218.
- Terabayashi, M., Masuda, Y., Ozawa, H., 2003. Archean ocean-floor metamorphism in the North Pole area, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 127, 167-180.
- Trommsdorff, V., Sánchez-Vizcaíno, V.L., Gómez-Pugnaire, M.T., Müntener, O., 1998. High pressure breakdown of antigorite to spinifex-textured olivine and orthopyroxene, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 139-148.
- Tunheng, A., Hirata, T., 2004. Development of signal smoothing device for precise elemental analysis using laser ablation-ICP-mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 19, 932-934.
- Ueda, H., Miyashita, S., 2005. Tectonic accretion of a subducted intraoceanic remnant arc in Cretaceous Hokkaido, Japan, and implications for evolution of the Pacific northwest. *The Island Arc* 14, 582-598.
- Ushikubo, T., Kita, N.T., Cavosie, A.J., Wilde, S.A., Rudnick, R.L., Valley, J.W., 2008. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth's earliest crust. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 666-676.
- Van den Beukel, J. and Wortel, R., 1992. Ridge-trench interaction: a possible mechanism for ophiolite emplacement. *Ophioliti* 17, 141-154.
- Van Hunen, J., van Keken, P.E., Hynes, A., Davies, G.F., 2008. Tectonics of early Earth: Some geodynamic considerations. In: K.C. Condie and V. Pease (Editors), *When did plate tectonics begin on planet earth?* Geological Society of America Special Paper 400, Boulder, Colorado, pp. 157-171.
- Van Kranendonk, M.J., Hickman, A.H., Smithies, R.H., Nelson, D.R., 2002. Geology and tectonic evolution of the Archean North Pilbara terrain, Pilbara craton, Western Australia. *Economic Geology* 97, 695-732.
- Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A., Pawley, M.J., 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 131, 173-211.
- Viljoen, M.J., Viljoen, R.P., Pearton, T.N., 1982. The nature and distribution of Archaean komatiite volcanics in South Africa. In: N.T. Arndt and E.G. Nisbet (Editors), *komatiites*. George Allen & Unwin, London, pp. 53-79.

- Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J., 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology* 1, 73-85.
- Wakabayashi, J. and Dilek, Y., 2003. What constitutes 'emplacement' of an ophiolite?: Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles. Geological Society, London, Special Publications 218, 427-447.
- Wanless, R.K., Bridgwater, D., Collerson, K.D., 1979. Zircon age measurements for Uivak II gneisses from the Saglek area, Labrador. *Canadian Journal of Earth Science* 16, 962-965.
- Wasteneys, H.A., Wardle, R.J., Krogh, T.E., 1996. Extrapolation of tectonic boundaries across the Labrador shelf: U-Pb geochronology of well samples. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, 1308-1324.
- Watson, E.B. and Harrison, T.M., 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on Earliest Earth. *Science* 308, 841-844.
- Wetherill, G.W., 1956, Discordant Uranium-Lead Ages I. *Transactions, American Geophysical Union* 37, 320-326.
- Whitehouse, M.J., Fowler, M.B., Friend, C.R., 1996. Conflicting mineral and whole-rock isochron ages from the Late-Archaean Lewisian Complex of northwestern Scotland: Implications for geochronology in polymetamorphic high-grade terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3085-3102.
- Whitehouse, M.J., Claesson, S., Sunde, T., Vestin, J., 1997. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and correlation of Archean gneisses from Lewisian Complex of Gruinard Bay, northwestern Scotland. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4429-4438.
- Whitehouse, M.J., Kamber, B.S., Moorbath, S., 1999. Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archaean rocks of west Greenland-a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies. *Chem. Geol.* 160, 201-224.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A.V., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U - Th - Pb, Lu - Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter* 19, 1-23.
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q., Zheng, Y.F., 2004. Further Characterisation of the 91500 Zircon Crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28, 9-39.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H., Graham, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature* 409, 175-178.
- Wood, B., 2011. The formation and differentiation of Earth. *Physics Today* 64, 40-45.

Zegers, T.E. and van Keken, P.E., 2001. Middle Archean continent formation by crustal delamination. *Geology* 29, 1083-1086.

## 謝 辞

指導教官である東京大学大学院総合文化研究科の小宮剛准教授には、終始ご教示、ご助言いただき、また、現地調査や国際学会などに参加する多くの機会を与えていただいた。

同研究科の磯崎行雄教授には、研究に関して多くの有益なご助言をいただき、研究を遂行する上で刺激となった。

同研究科の小河正基准教授、石川晃助教、山本伸次博士（現横浜国立大学准教授）、青木一勝博士（現岡山理科大学講師）、佐藤友彦博士（現東京工業大学 ELSI）、地球科学セミナーのメンバーからは、有益なご議論、ご指導をいただいた。特に、山本伸次博士には、研究の細部にわたり終始ご指導いただいた。小宮研究室の中尾泰斗、青木翔吾、越田溪子、田代貴志の諸氏、同期の小福田大輔、藤澤幸太郎の諸氏には学生生活を通して支えていただいた。

京都大学大学院（現東京大学）の平田岳史教授には、ジルコン年代分析に際し、機器の使用を快諾していただき、分析手法について様々なご指導をいただいた。また、同研究室の牧賢志博士（現台湾中央研究院）、横山隆臣博士（現産総研）、坂田周平博士（現学習院大学助教）には、年代分析に際し多大なご協力をいただいた。

東京工業大学の澤木佑介助教、岡田吉弘、鈴木和恵の諸氏には、電子顕微鏡の使用や年代測定のご協力をいただいた。

小宮剛准教授、石川晃助教、山本伸次博士、青木一勝博士、澤木佑介助教、青木翔吾、越田溪子、田代貴志の諸氏には、現地調査にご同行いただき、様々なご協力、ご指導いただいた。

オーストラリア・クイーンズランド大学の Kenneth D. Collerson 教授には、現地調査に有益な情報をご提供いただいた。

両親はじめ家族の深い理解のもと本論文を執筆できた。

以上の方々に厚く御礼申し上げます。