

西表島仲間川低地におけるマングローブ林の立地形成過程と地盤運動

藤本 潔¹⁾・三浦正史²⁾³⁾・春山成子²⁾⁴⁾

Mangrove habitat dynamics and seismic crustal movement during the late Holocene on the Nakama River Delta, Iriomote Island, southwestern Japan

Kiyoshi Fujimoto, Masafumi Miura, Shigeko Haruyama

Abstract: To clarify the mangrove habitat dynamics during the late Holocene on the Nakama River Delta of Iriomote Island, southwestern Japan, boring surveys using hand-operated peat sampler were carried out for eighteen sites in the freshwater swamp forest behind the present mangrove forest, and electric conductivity and total sulfur content analyses and radiocarbon dating were conducted for the sediments. Mangrove organic deposits were widely distributed in the sediments under the freshwater swamp forest. The formative ages were estimated around 3500 cal BP at the innermost part of the right bank of the alluvial lowland (about 2 km inland from the landward edge of the present main mangrove forest) and around 1200 cal BP at around the center of the freshwater swamp forest (about 1.5 km inland from the landward edge of the mangrove forest). The present mangrove forests have developed during the last 1000 years. The radiocarbon ages of mangrove organic deposits and their elevations suggest that seismic uplifts occurred between 1310 and 1080 cal BP and between 920 and 520 cal BP, which significantly affected the dynamics of mangrove habitat. The elevations of mangrove deposits formed around 3500 cal BP were not higher than that of newer ones, which suggest that the effect of uplift has not accumulated because of subsidence between earthquakes.

Keywords: Freshwater swamp forest, Habitat dynamics, Iriomote Island, Mangrove forest, Seismic uplift

I はじめに

マングローブ林は、潮間帯上部という限られた潮位環境に成立することから、わずかな海面変動がその成立場所に多大な影響を及ぼす。その背後に広がる淡水湿地林も、同様に海面変動の影響を被りやすい。

アジア・太平洋地域の島嶼域など、土砂流入量が少ない立地に成立するマングローブ林では、一般に *Rhizophora* 属が優占する林分構造となる (Fujimoto et al. 1995 など)。このようなマングローブ林は、約 4000 ~ 2000 年前の海面低下に伴い海側に前進し、その後の年 1 ~ 2mm 程度の海面上昇に対しては、マングローブ泥炭を蓄積することによって自ら地盤高を高め、成立場所を移動させることなく現在に至ったことが明らかにされている (Fujimoto & Miyagi 1993; Fujimoto et al. 1996, 1999)。これに対し、西表島のマングローブ林が現在の位置に成立したのは約 1,000 年前以降であることが明らかにされて

おり (Fujimoto and Ohnuki 1995; Murofushi 1999)、約 1,000 年前に発生した地震隆起イベントがその立地変動に影響を及ぼした可能性が指摘されている (Fujimoto and Ohnuki 1995)。しかし、それ以前のマングローブ林や淡水湿地林の立地変動や、1000 年前以外の地震隆起イベントの影響は明らかにされていない。これらの現象の解明は、マングローブ林の立地変動要因をより広い視野から考察することを可能とするとともに、この地域の巨大地震発生間隔を推定するデータともなり得る。

琉球列島南西部の八重山諸島に属する西表島は (Fig. 1)、日本最大のマングローブ林面積 (約 400 ha) を有する (中須賀 1979)。その中でも最大面積のマングローブ林が広がる仲間川低地には、マングローブ林背後にアダン (*Pandanus tectrius*) 群落やサガリバナ (*Barringtonia racemosa*) 群落からなる淡水湿地林がほぼ手つかずの状態で保全されている (菊池ほか 1978, 1980)。菊池ほか (1978, 1980) は、それぞれマングローブ林、淡水湿地林

¹⁾ 南山大学総合政策学部 E-mail: kfuji@nanzan-u.ac.jp Faculty of Policy Studies, Nanzan University, Seto, Aichi 489-0863, Japan

²⁾ 東京大学新領域創成科学研究科 Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

³⁾ 現所属: 春日部市役所 Kasukabe City Office

⁴⁾ 現所属: 三重大学生物資源学研究所 Graduate School of Bioresources, Mie University

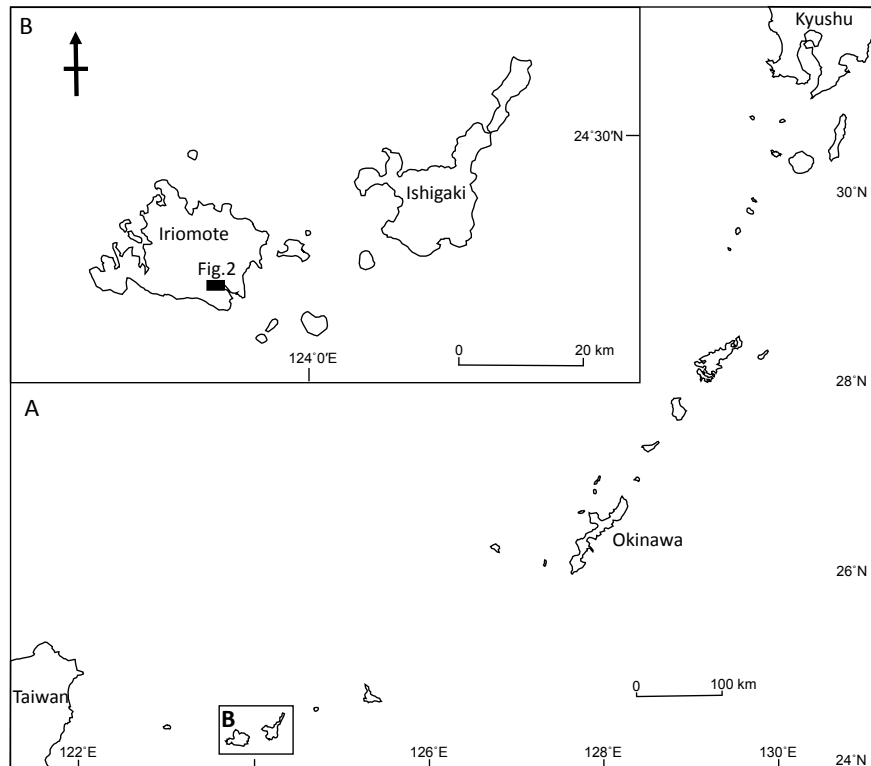


Fig.1 Map showing the study area.

の植生群落と微地形および表層堆積物との関係を明らかにしたものの、その立地変動に関しては ^{14}C 年代値に基づく具体的な議論はなされていなかった。

そこで本研究では、仲間川下流低地のマングローブ林背後に広がる淡水湿地林でボーリング調査を実施し、得られた堆積物試料に対する各種分析結果に基づき、完新世後期のマングローブ林および淡水湿地林の立地変動について、特に地震性地殻変動との関係から考察する。

II 地域概観

北緯 24 度 15 分～25 分、東経 123 度 40 分～55 分に位置する西表島は、新第三紀の堆積岩からなる約 284 km^2 の島である。島の北部から東部を経て南部に至る海岸線には、更新世後期以降に形成された幅 1km 前後の 4 面の海成段丘が発達し、最高位面の旧汀線高度は 60～80m に達する (木庭 1980)。

八重山諸島一帯は、フィリピン海プレートの潜り込みに伴う東南方からの応力によって逆断層が生じ、500～1000 年間隔で巨大津波を伴う大規模地震が発生してきたことが明らかにされている (中田 1990; 河名・中田 1994)。特に、約 1000 年前と 2000 年前頃に発生した地震は、津波波源域が八重山諸島南部から宮古島南部にまで及ぶ巨大なものであったと推定されている (中田 1990)。

また、八重山諸島に分布する離水ノッチの後退点高度は、フィリピン海プレートが潜り込む琉球海溝により近い石垣島南東部ほど高くなる傾向があることから、この地域は逆断層運動に伴う傾運隆起が生じた可能性が指摘されている (河名 1986, 1990)。

仲間川は島南東部を流域とする、流路延長約 12 km、流域面積 32.3 km^2 の河川である。マングローブ林は河口から約 9 km 地点まで分布する。仲間川低地の主要マングローブ種はオヒルギ (*Bruguiera gymnorrhiza*) とヤエヤマヒルギ (*Rhizophora stylosa*) で、前者は主として自然堤防や内陸側の微高地上に、後者は後背湿地に分布する。海側のエスチュアリ状の河口部にはマヤブシ (*Sonneratia alba*) 群落がみられる (菊池ほか 1978)。また、オヒルギは河川沿いに最も上流部まで分布する (藤本ほか 1993)。

マングローブ林背後の淡水湿地との境界付近には、一般にアダン林がみられる。その背後にはサガリバナ林が広がり、河道沿いにはタブノキ (*Machilus thunbergii*)・ウラジロアカメガシワ (*Mallotus paniculatu*) 混交林が分布する (菊池ほか 1980)。

なお、西表島に最も近い潮位観測地点である石垣港の最高水面 (略最高高潮面) は、平均海面上 99.6 cm、大潮差は 125.2 cm、平均潮差は 87.4 cm である。

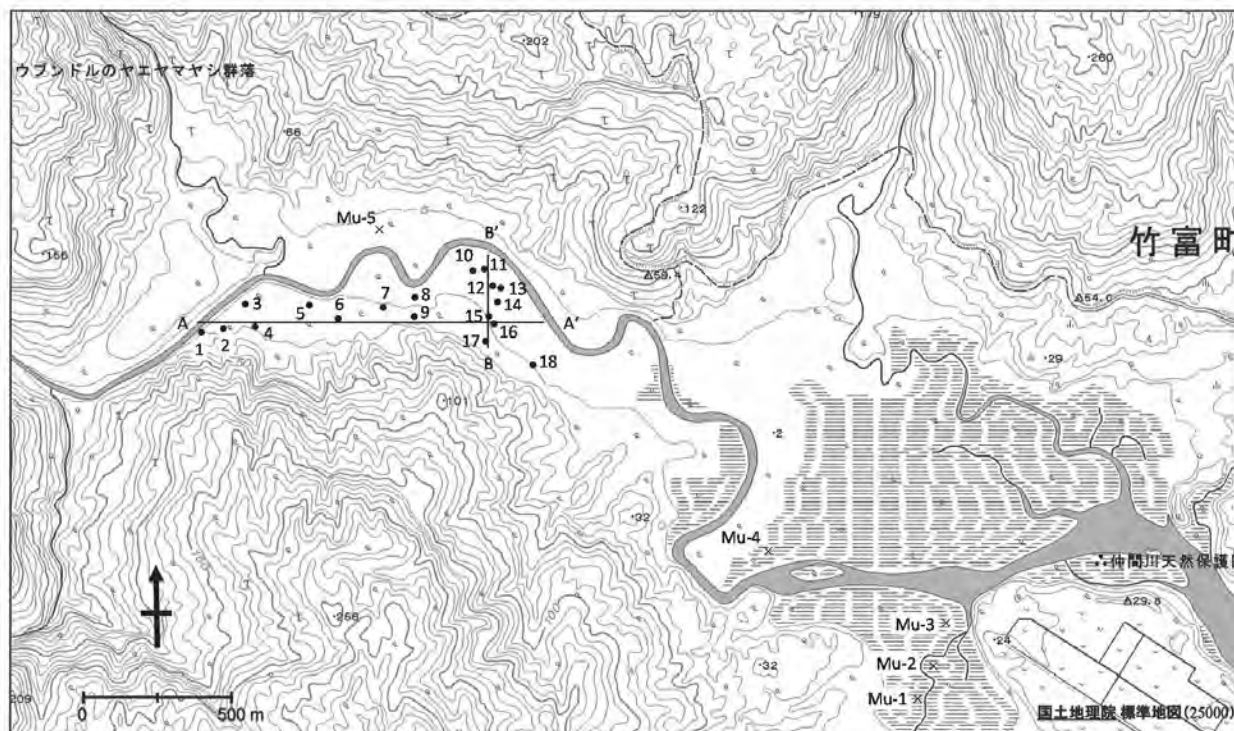


Fig.2 Boring sites of this study (1 to 18) and Murofushi (1999) (Mu-1 to 5). The base map was printed from the web site of GSI (The Geospatial Information Authority of Japan) Maps (<http://maps.gsi.go.jp/>).

III 調査・分析方法

本研究では、仲間川低地のマングローブ林背後に広がる淡水湿地林内の18地点 (Fig. 2) で、ピートサンプラー (Daiki 製, DIK-105A) を用いてボーリング調査を行った。このサンプラーは長さ50 cm、径5 cmの半円柱状コアを採取できる。採取したコアは、層相観察の後、地点3, 4, 9, 16~18では長さ10 cm、その他の地点では5 cm毎に切り分けて持ち帰った。現地調査は2004年2月, 2005年2月, 6月, および2006年2月に行った。なお、本地域は、林野庁による保護林指定、沖縄県による保安林指定、環境省による国立公園特別保護地域指定、および文化庁による天然記念物指定を受けているため、それぞれ事前に許可を得た上で調査を実施した。

持ち帰った試料は85°Cで30時間乾燥させ後、乳鉢で粉碎し、堆積環境 (海成か、淡水成か) を推定するため、地点3, 4, 10~15の試料に対しては電気伝導率 (EC) を、その他の地点の試料に対してはECに加え、全硫黄 (TS) 含有率も測定した。なお、地点7は層相から明らかに淡水成堆積物と判断されたため、確認のため年代試料を採取した深度48cmのみでEC測定を行った。

ECは、横山 (1993) に従い、秤量した粉碎試料10gに蒸留水120 mlを加え (一部は試料5gに対し蒸留水60 ml)、3分間攪拌させて粘土混濁水を作成し、10~15地

点は攪拌後1時間および6日後にポータブル電気伝導率・pH計 (TOA DKK 製, WM-22EP) で、他の地点は攪拌後1時間および5日後に卓上型pH・電気伝導率計 (HORIBA 製 D-24) で上澄み液の値を測定した。いずれの場合も両者の値に大差が認められなかったため、本稿では6日後および5日後のデータを使用する。TS含有率は、250 μ m以下に粉碎した試料約20 mgを秤量したのち錫箔に封入し、元素分析装置 (Thermo Electron Corporation 製, FlashEA1112) を用いて測定した。

また、地点1, 2, 5, 6, 8, 9, 16~18の試料は、レーザー回折式粒子径分布測定装置 (島津製作所製, SALD3000S) を用いて粒度分析を行った。

14 C年代測定は加速器分析研究所に依頼し、9点はAMS法で、1点は β 線計数法で計測した。同位体補正後の 14 C年代値は、Calib7.02を用いて暦年較正を行った。試料はいずれも樹皮と思われる木片で、暦年較正にあたっては、IntCal13を用い、試料の生存期間 (Sample age span) を5年と仮定して、5年移動平均曲線から算出した。

また、仲間川低地のマングローブ堆積物から得られている既存の 14 C年代値5点 (Murofushi 1999) についてもCalib7.02を用いて暦年較正を行った。これらはいずれも根等の大型有機物を取り除いた有機質土を試料としたものである。暦年較正にあたっては、試料堆積期間を20年と仮定して、20年移動平均曲線から算出した。

ボーリング地点の標高は、仲間川河口左岸の大富集落内に設置されている三角点 (+20.0 m) からオートレベルを用いて水準測量を行い決定した。ただし、地点 3, 4, 7 については、仲間川の水面を基準にオートレベルを用いて測量し、石垣港の潮位観測データを用いて測量時の潮位を算出して推定した。

IV 結果

1. 各ボーリング地点の標高、層相と EC, TS 含有率分析結果

各ボーリング地点の地質柱状図、および EC, TS 含有率分析結果を Fig. 3 に示す。以下にそれらの詳細を記述する。

地点 1 (標高 1.3 m)

深度 33 ~ 40 cm に砂質ロームを挟むものの、表層から深度 110 cm まではおおむねシルトローム~シルト質粘土ローム、深度 110 cm 以深はローム~ローム質砂の砂質堆積物からなる。深度 110 ~ 120 cm に有機物を比較的多く含む層を挟む。

EC は表層から深度 160 cm までは 0.1 mS/cm 以下と低い値を示すが、深度 160 cm 以深は 0.2 ~ 0.3 mS/cm と若干の上昇を示す。TS 含有率は表層および深度 110 ~ 120 cm で約 1 %, 深度 160 cm 以深で 0.4 ~ 0.7 % とやや高い値を示す。

地点 2 (標高 2.2 m)

表層から深度 100 cm まではシルトローム、深度 100 ~ 170 cm は粘土分を多く含むシルト質粘土ローム、深度 170 ~ 250 cm は砂分を多く含むローム層からなる。深度 185 ~ 250 cm は泥炭質堆積物を混入する。

EC は表層から深度 90 cm までが 0.2 mS/cm 前後、深度 90 ~ 190 cm が 0 ~ 0.1 mS/cm と低い値を示し、190 cm 以深では、200 ~ 210 cm で 0.06 mS/cm と低い値を示すものの、一般に 0.5 ~ 1.0 mS/cm の高い値を示す。

TS 含有率は表層から 90 cm までが 0.3 ~ 0.5 % とやや高く、90 ~ 190 cm までが 0 % と低い値を示し、190 cm 以深は増減が激しくなるものの、220 ~ 230 cm と 240 ~ 250 cm で、それぞれ 1.6 %, 1.9 % と高い値を示す。

地点 3 (標高 1.8 m)

表層から深度 26 cm は粘土、26 ~ 50 cm は砂質ローム、50 ~ 80 cm はシルトローム、80 ~ 110 cm は有機物混じり砂層からなる。

EC は表層から 100 cm までは 0.1 mS/cm 前後で、100

~ 110 cm で 0.4 mS/cm と上昇する。

地点 4 (標高 2.8 m)

表層から深度 170 cm まで一貫して粘土層が堆積する。深度 10 ~ 70 cm は有機質粘土で、特に 50 ~ 70 cm には有機物を多く含む。

EC は深度 10 ~ 40 cm が 0.2 mS/cm 前後、深度 40 ~ 70 cm にかけて 0.4 ~ 0.9 mS/cm と徐々に高くなり、深度 80 cm 以深は 0.1 mS/cm 以下の低い値を示す。

地点 5 (標高 0.7 m)

表層から深度 70 cm まではシルト質粘土ローム、深度 70 cm 以深はシルト~シルト質粘土ロームと砂質堆積物の互層となる。深度 60 ~ 155 cm は有機質堆積物、深度 155 ~ 183 cm は泥炭質堆積物となる。

EC は表層で 0.2 mS/cm とやや高い値を示すが、一般に深度 60 cm までは 0.1 mS/cm 以下と低い値を示す。70 cm 以深は 0.3 mS/cm と相対的に高い値を示し、特に 90 ~ 100 cm で 1.4 mS/cm、170 ~ 190 cm で 0.7 ~ 0.9 mS/cm と高い値を示す。

TS 含有率は、深度 70 cm まで 0.3 % 以下と低い値を示すが、70 cm 以深では、深度 110 ~ 120 cm を除き、1 % 前後と高くなり、特に 90 ~ 100 cm と 170 ~ 190 cm で 3 % 以上の極めて高い値を示す。

地点 6 (標高 1.0 m)

表層から深度 70 cm までシルト質粘土ローム、深度 70 cm 以深は砂分を多く含むようになり、一部シルトロームを挟むものの、ローム~ローム質砂からなる。深度 90 ~ 100 cm は有機物をやや多く含み、110 ~ 162 cm には泥炭を混入する。

EC は深度 70 cm までは、0.1 mS/cm 以下と低い値を示すが、70 cm 付近から 0.2 mS/cm とやや上昇傾向を示し、90 ~ 100 cm で 1.0 mS/cm と高い値を示す。100 cm 以深では、100 ~ 110 cm で 0.2 mS/cm、150 ~ 160 cm で 0.3 mS/cm と相対的に低い値を示すものの、一般に 0.4 ~ 0.7 mS/cm 以上の高い値を示す。

TS は表層から深度 70 cm までは検出されず、深度 70 cm 以深で上昇する。特に、90 ~ 100 cm で 5.5 %, 110 ~ 140 cm で 3 ~ 5 % と高い値を示す。

地点 7 (標高 2.1 m)

表層から深度 35 cm まで粘土、35 ~ 90 cm はシルトからなる。ここでは有機物の堆積はほとんど見られない。年代試料を採取した深度 48 cm の EC は 0.02 mS/cm であった。

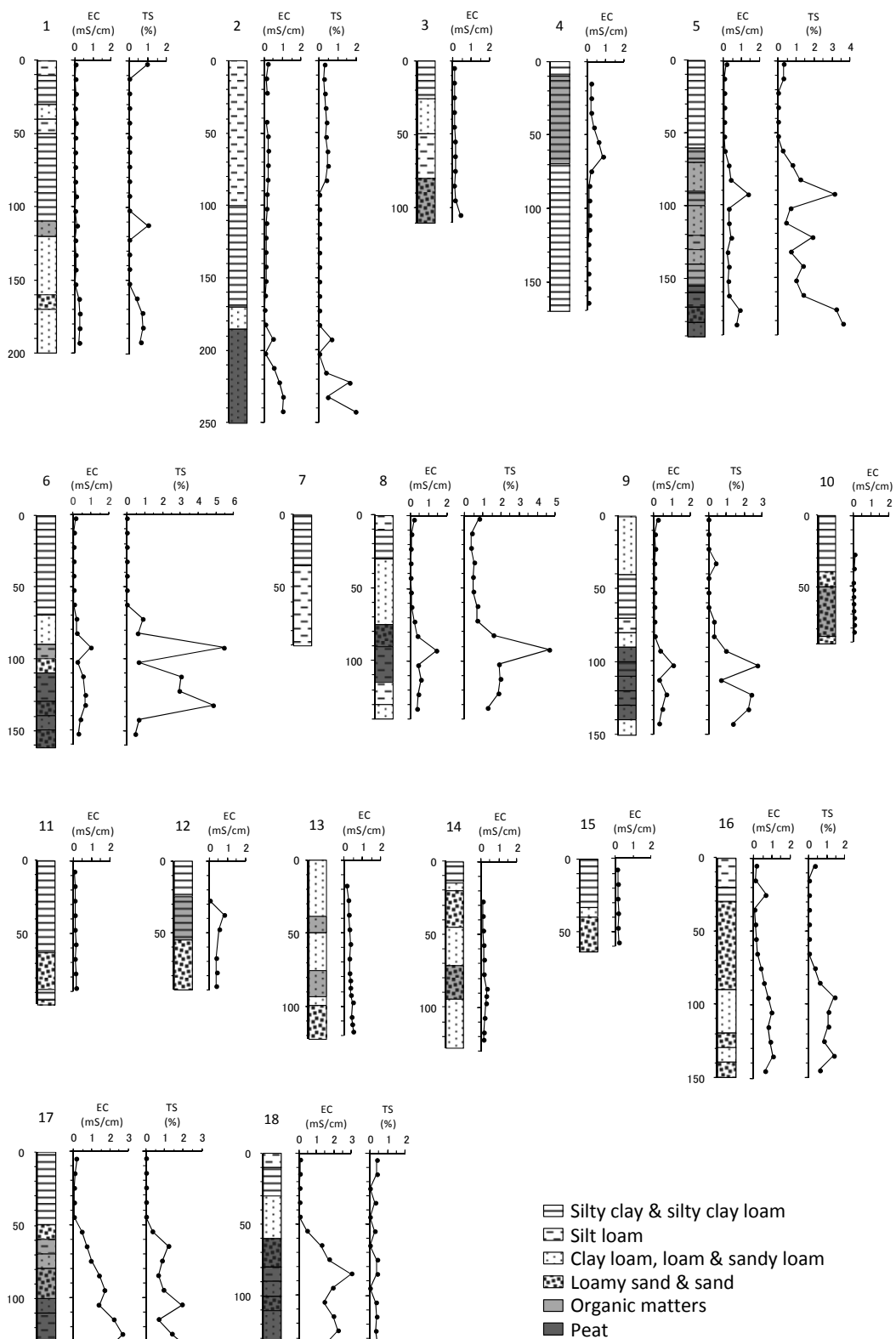


Fig.3 Geologic columns at boring sites and the results of electric conductivity and total sulfur content analyses.

地点 8 (標高 1.4 m)

深度 0 ~ 30 cm までシルトローム~シルト質粘土ローム、深度 30 ~ 90 cm は砂質ローム~ローム質砂、90 ~ 130 cm はシルトローム、130 ~ 140 cm は砂質ロームからなる。深度 75 ~ 115 cm には泥炭を混入する。

EC は表層で 0.2 mS/cm とやや高い値を示すものの、深度 10 ~ 70 cm は 0.1 mS/cm 未満の低い値を示す。深度 70 cm 付近から徐々に上昇傾向を示し、90 ~ 95 cm で 1.4 mS/cm まで上昇し、100 ~ 140 cm は 0.4 ~ 0.6 mS/cm の値を示す。

TS も、EC とほぼ同様な傾向を示し、深度 80 ~ 90 cm で 4.6 % と最も高くなり、90 cm 以深は 1.2 ~ 2.0 % の値を示す。

地点 9 (標高 1.9 m)

表層から深度 40 cm まではローム~砂質ローム、40 ~ 80 cm はシルト質粘土~シルトローム、深度 80 cm 以深は、シルトローム~シルト質粘土ロームの薄層を挟むものの、砂質ロームとなる。深度 90 ~ 140 cm には泥炭質堆積物を混入する。

EC は表層では 0.2 mS/cm とやや高いものの、深度 10 ~ 90 cm は 0.1 mS/cm 未満の低い値を示す。深度 90 cm 付近から上昇傾向を示し、深度 100 ~ 105 cm で 1.1 mS/cm と最も高くなり、それ以深では 0.3 ~ 0.7 mS/cm の値を示す。

TS 含有率も EC とほぼ同様な傾向を示し、深度 90 cm 以深は 0.7 ~ 2.7 % の高い値を示す。

地点 10 (標高 1.2 m)

表層から深度 40 cm までは粘土、40 ~ 90 cm にはローム質砂~砂が堆積する。深度 50 ~ 85 cm には有機物を混入する。

EC はいずれの層準も 0.1 mS/cm 以下と低い値を示した。

地点 11 (標高 1.2 m)

表層から深度 63 cm までは粘土、深度 63 cm 以深は、88 ~ 95 cm に粘土の薄層を挟むものの、一般にローム質砂~砂からなる。ここでは有機物層はみられない。

EC は深度 50 cm までは 0.1 mS/cm 以下で、50 cm 以深では 0.2 mS/cm 未満であるが微増する。

地点 12 (標高 1.0 m)

表層から深度 55 cm までは粘土、深度 55 ~ 90 cm は砂層からなる。深度 25 ~ 55 cm には有機物を混入する。

EC は、深度 35 ~ 40 cm で 0.8 mS/cm と高い値を示し、深度 45 cm 以深でも 0.4 ~ 0.5 mS/cm と相対的に高い

値を示す。

地点 13 (標高 1.2 m)

表層から深度 100 cm まではローム~砂質ローム、深度 100 ~ 122 cm はローム質砂からなる。深度 39 ~ 50 cm、76 ~ 94 cm には有機物を混入する。

EC は、深度 15 ~ 20 cm では 0.1 mS/cm と低い値を示すものの、深度を増すにつれて徐々に値が高くなり、深度 95 ~ 120 cm では 0.4 ~ 0.5 mS/cm を示す。

地点 14 (標高 1.1 m)

表層から深度 15 cm までは粘土、深度 15 ~ 128 cm はローム~ローム質砂からなる砂質堆積物となる。深度 72 ~ 95 cm には有機物を混入する。

EC は、深度 80 cm までは 0.2 mS/cm 未満と低い値を示すが、深度 85 ~ 110 cm の間は 0.2 ~ 0.3 mS/cm のやや高い値を示す。115 cm 以深は再び 0.2 mS/cm 未満となる。

地点 15 (標高 1.0 m)

表層から深度 33 cm までは粘土、33 cm 以深は砂分を多く含み、深度 40 ~ 63 cm はローム質砂層となる。この地点では有機物層はみられない。

EC は、深度 50 cm までは 0.2 mS/cm 以下の低い値を示すが、深度 55 ~ 60 cm では 0.24 mS/cm とやや上昇する。

地点 16 (標高 1.1 m)

表層から深度 30 cm まではシルト~粘土、それ以深は深度 90 ~ 120 cm、130 ~ 140 cm にローム層を挟むものの、ローム質砂~砂層からなる。

EC は、深度 20 ~ 30 cm で 0.7 mS/cm と高い値を示すものの、基本的には深度 70 cm までは 0.2 mS/cm 未満の低い値を示し、深度 70 cm 以深で 0.4 ~ 1.1 mS/cm の高い値を示す。

TS 含有率は、表層で 0.3 % の値を示すものの、深度 10 ~ 70 cm の間はほぼ 0 % を示す。深度 70 cm 以深は増加傾向を示し、深度 80 cm 以深では 0.6 ~ 1.4 % と高い値を示す。

地点 17 (標高 1.4 m)

表層から深度 50 cm まではシルト質粘土、深度 50 ~ 110 cm は砂とローム~砂質ロームの互層、深度 110 ~ 172 cm はシルトロームからなる。深度 60 ~ 100 cm は有機質堆積物、深度 100 cm 以深は泥炭質堆積物となる。

EC は深度 50 cm までは 0.2 mS/cm 未満の低い値を示すものの、深度 50 ~ 80 cm では 0.5 ~ 1.0 mS/cm と

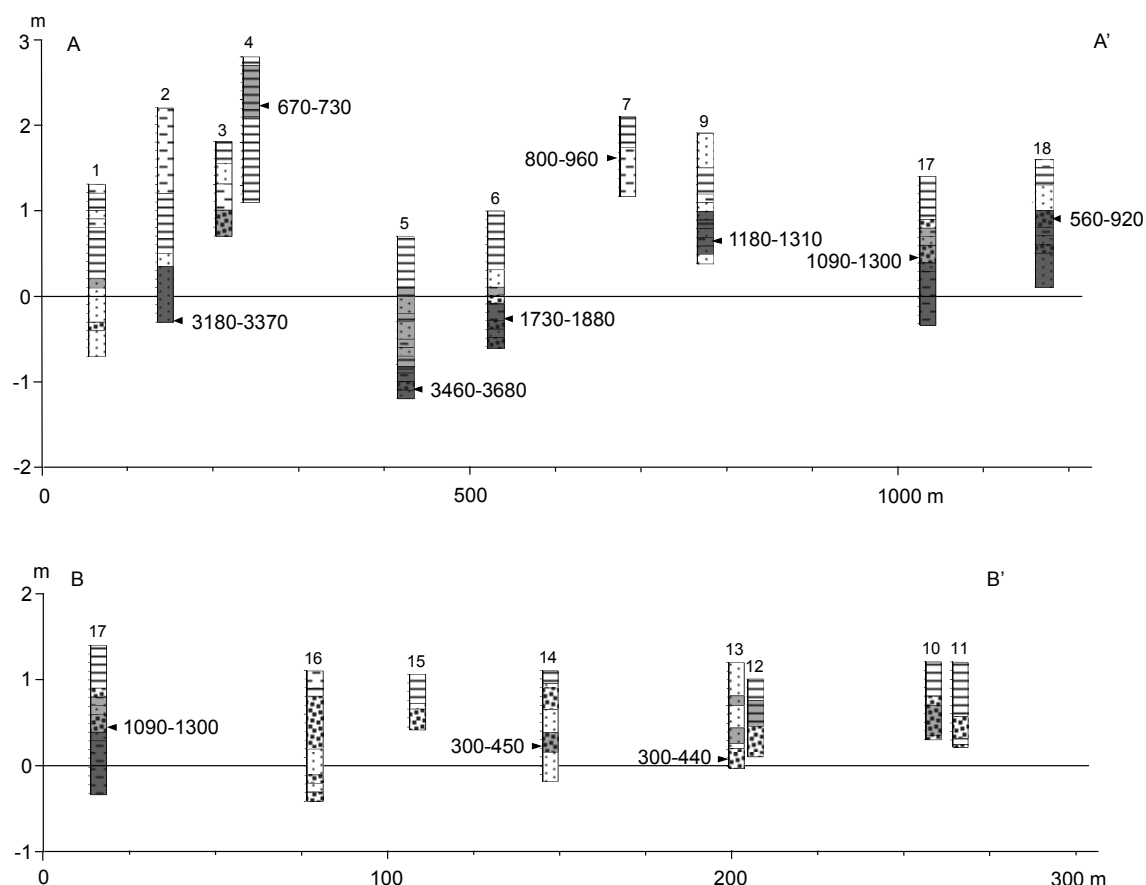


Fig.4 Spatial distribution of mangrove organic deposits projected on the lines A-A' and B-B' and their calibrated ages. See the legend in Fig. 3 for the geologic columns.

上昇し、深度 80 cm 以深では 1.4 ~ 2.7 mS/cm と非常に高い値を示す。

TS 含有率も表層から深度 50 cm までは 0 % であったが、EC 同様、深度 50 cm から急増し、深度 60 ~ 160 cm は 0.7 ~ 2.3 % と高い値を示す。

地点 18 (標高 1.6 m)

表層から深度 30 cm まではシルト~粘土、深度 30 ~ 150 cm はローム~砂の互層からなる。深度 60 cm 以深は泥炭質堆積物となる。

EC は深度 50 cm までは 0.1 mS/cm 未満と低く、深度 50 cm 以深で上昇に転じ、深度 60 以深は 1.3 ~ 3.0 mS/cm の高い値を示す。

TS 含有率は、深度 20 ~ 30 cm, 40 ~ 50 cm, 60 ~ 70 cm, 90 ~ 100 cm で 0 %, 他は 0.3 ~ 0.5 % の値を示し、ここでは EC 同様の変動傾向はみられなかった。

2. ¹⁴C 年代測定結果

¹⁴C 年代測定結果を Table 1 および Fig. 4 に示す。以

下の記載では、暦年較正年代 (2σ) の 1 の位を四捨五入した値を用い、複数の年代範囲が得られた試料に対しては、その最少値と最大値を用いて記載する。

仲間川低地の縦断方向に投影した A - A' 断面 (Fig. 4) では、内陸側の地点 2 で、泥炭質堆積物下部の深度 245 ~ 250 cm (標高 -25 ~ -30 cm) の木片から 3180 - 3370 cal BP (IAAA-51719), 地点 2 より約 300 m 下流側の地点 5 では、泥炭質堆積物中の深度 175 ~ 180 cm (標高 -105 ~ -110 cm) の木片から 3460 - 3680 cal BP (IAAA-51718) の値が得られた。

地点 2 と地点 5 の間に位置する地点 4 では、有機質堆積物中の深度 55 cm (標高 +225 cm) の木片から 670 - 730 cal BP (IAAA-60051) の値が得られた。

地点 5 の約 100 m 下流側に位置する地点 6 では、泥炭質堆積物中の深度 125 ~ 130 cm (標高 -25 ~ -30 cm) の木片から 1730 - 1880 cal BP (IAAA-51717) の値が得られた。

地点 6 の約 250 m 下流側に位置する地点 9 では、泥炭質堆積物中の深度 123 ~ 126 cm (標高 +67 ~ +64 cm)

の木片から 1180 - 1310 cal BP (IAAA-51716), 地点 9 の約 250 m 下流側の地点 17 では、泥炭質堆積物直上の深度 90 ~ 95 cm (標高 +50 ~ +45) の木片から 1090 - 1300 cal BP (IAAA-50013), 地点 18 の泥炭堆積物中の深度 65 ~ 69 cm (標高 +95 ~ +91 cm) の木片から 560 - 920 cal BP (IAA-714) の値が得られた。

また、地点 6 と地点 9 の間に位置する地点 7 では、深度 48 cm (標高 +162 cm) の無機質シルト層中の木片から 800 - 960 cal BP (IAAA-60050) の値が得られた。

低地の横断方向に投影した B - B' 断面 (Fig. 4) では、河道から南側へ最も離れた地点 17 では、上記のように泥炭質堆積物直上から 1180 - 1280 cal BP の値が得られているが、河道に近い地点 14, 地点 13 では、それぞれ深度 85 ~ 90 cm (標高 +25 ~ +20 cm) の木片から 300 - 450 cal BP, 深度 110 ~ 115 cm (標高 +10 ~ +5 cm) の木片から 300 - 440 cal BP と比較的新しい年代値が得られた。

Murofushi (1999) では、淡水湿地林内の地点 7 のほぼ対岸に位置する Mu-5 地点のマングローブ堆積物上部から 1080 - 1370 cal BP (標高 -38 cm), マングローブ林内のマングローブ堆積物下部から 0 - 410 cal BP (Mu-1: 標高 -79 cm), 0 - 420 cal BP (Mu-4: 標高 -74 cm), 790 - 1070 cal BP (Mu-2: 標高 -113 cm), 560 - 740 cal BP (Mu-3: 標高 -82 cm) の値が得られている。なお、これらの標高は、潮位面を基準に測量し、潮位表を用いて測量時の潮位を算出して推定した値である。

V 考察

1. マングローブ堆積物の空間分布とマングローブ林の立地変動

本研究でボーリング調査を行った淡水湿地林内では、泥炭質堆積物は地点 2, 5, 6, 8, 9, 17, 18 で見出された (Fig. 3, 4)。これらの泥炭質堆積物が混入する層準は、いずれも EC と TS 含有率が高い値を示すことから (Fig. 3), 海成堆積物であることがわかる。すなわち、これらの泥炭質堆積物はマングローブ起源と考えられる。マングローブ泥炭は *Rhizophora* 属が優占する群落のみで生産・蓄積されることから (Fujimoto et al. 1999 など), 上記地点にはかつてヤエヤマヒルギ群落が分布していたと考えることができる。

その時期は、仲間川右岸の沖積低地最奥部付近 (地点 2 から地点 5 付近: 現マングローブ林内陸側林縁部から約 2 km 上流) が約 3500 cal BP, その 100 m 程下流側の地点 6 付近が約 1800 cal BP, 現淡水湿地林中央部の地点 17 から地点 9, さらにその対岸の Mu-5 付近 (現マングローブ林内陸側林縁部から約 1.5 km 上流) に分

布していたのが約 1200 cal BP 頃と推定される (Fig. 5)。Mu-1 ~ 4 から得られている年代値から (Table 1), 現在の分布域へマングローブ林が拡大したのは 1000 cal BP 以降と考えられる。

現マングローブ林内陸側林縁部から約 1 km 上流に位置する B - B' 断面 (Fig. 4) をみると、河道から最も離れた地点 17 は標高 +1.4 m と地盤高はやや高いが、地点 16 より河道側は、地点 12 が +1.0 m と相対的に低くなっているものの、+1.2 m 前後ではほぼ平らな地形となっている。地点 11 は仲間川遊覧船の着場近くに位置し、この付近には現在サキシマスオウノキ (*Heritiera littoralis*) の巨木群落がみられる。ここでの深度 90 cm (標高 +30 cm) までの EC は 0.2 mS/cm 未満である。地点 11 から 60 ~ 120 m 南側に位置するサガリバナ群落内の地点 13 および 14 では、EC が 0.3 ~ 0.4 mS/cm を示す層準 (それぞれ、標高 +5 ~ 10 cm, +20 ~ 25 cm) から 450 ~ 300 cal BP の年代値が得られている。これらの事実に加え、上流側の地点 9 および河道から離れた地点 17 のマングローブ泥炭の形成年代 (それぞれ、1180 - 1310 cal BP, 1090 - 1300 cal BP) を考慮すると、B - B' 断面の河道側の地点 10, 11 付近は、相対的に海水の影響が弱い環境下で堆積が進行し、1000 ~ 450 cal BP の間にサキシマスオウノキ群落が形成されたのに対し、河道から離れた地点 12 ~ 16 付近では汽水環境がより長く維持され、300 cal BP 以降も一部にマングローブ林が分布していたものと推測される。

A - A' 断面の内陸側に位置する地点 4 では、標高 +2.1 ~ 2.7 m に EC が 0.9 mS/cm に達する汽水環境を示す有機物層が堆積し、その層準から 670 - 730 cal BP の年代値が得られている。しかし、地点 3, 4, 7 の標高は仲間川の水面から測量して推定された値であるため標高データとしての信頼性が他のデータに比べ低いこと、また、地点 4 の周辺では 700 cal BP 前後の年代値を示すマングローブ堆積物が他には見出されていないことから、この有機物層の解釈に関しては、今後さらなるデータの蓄積が必要である。

2. 地震隆起がマングローブ林の立地変動に影響を及ぼした可能性

マングローブ堆積物から得られた年代値に基づいて堆積当時の相対的海水準を推定するためには、以下に述べるように、使用した年代試料の潮位環境に対する垂直的位置関係を吟味する必要がある。

マングローブ泥炭を生産する *Rhizophora* 林は、一般に平均海面付近から平均高潮位の間に成立する (Mochida et al. 1999)。一方、マングローブ泥炭の主要母材である *Rhizophora* の根茎は、地上部の支柱根を除くと、深

Table. 1 Radiocarbon and calibrated ages in the Nakama River Lowland.

Loc. No.	Lab. No.	Elevation (cm)	Material	Conventional age ($^{14}\text{C BP}_2 \pm 1\sigma$)	1 σ calibrated age (cal BP)	References
2	IAAA-51719	-25 – -30	Wood frag.	3070 \pm 40	3175-3370 (100%)	This study
4	IAAA-60051	+225	Wood frag.	770 \pm 30	669-733 (100%)	ibid.
5	IAAA-51718	-105 – -110	Wood frag.	3330 \pm 40	3459-3641 (97.9%) 3669-3680 (2.1%)	ibid.
6	IAAA-51717	-25 – -30	Wood frag.	1880 \pm 30	1729-1884 (100%)	ibid.
7	IAAA-60050	+162	Wood frag.	990 \pm 40	796-889 (47.4%) 890-963 (52.6%)	ibid.
9	IAAA-51716	+67 – +64	Wood frag.	1330 \pm 40	1181-1215 (22.4%) 1219-1307 (77.6%)	ibid.
13	IAAA-140733	+10 – +5	Wood frag.	290 \pm 20	296-333 (31.1%) 351-436 (68.9%)	ibid.
14	IAAA-140734	+25 – +20	Wood frag.	300 \pm 20	301-334 (26.3%) 350-437 (72.5%) 446-452 (1.2%)	ibid.
17	IAAA-50013	+50 – +45	Wood frag.	1290 \pm 40	1090-1109 (1.8%) 1128-1134 (0.5%) 1146-1158 (1.3%) 1173-1297 (96.4%)	ibid.
18	IAA-714	+95 – +91	Wood frag.	800 \pm 90	564-589 (3.3%) 641-922 (96.7%)	ibid.
Mu-1	Beta-112832	-79	Mangrove deposit	200 \pm 50	2-41 (14.4%) 61-315 (85.3%) 410-414 (0.3%)	Murofushi (1999)
Mu-2	Beta-112834	-113	Mangrove deposit	1040 \pm 60	794-1072 (100%)	ibid.
Mu-3	Beta-112835	-82	Mangrove deposit	720 \pm 50	558-601 (16.2%) 629-738 (83.8%)	ibid.
Mu-4	Beta-112833	-74	Mangrove deposit	210 \pm 50	2-39 (13.2%) 65-239 (54.3%) 243-320 (29.2%) 391-424 (3.3%)	ibid.
Mu-5	KEEA-210	-38	Mangrove deposit	1340 \pm 70	1082-1162 (8.6%) 1168-1372 (91.4%)	ibid.

度 30 cm までにその全量の 80 % 程度が集中して分布する (Komiya et al. 1988; Fujimoto et al. 2000)。これらの一般的傾向と、西表島の平均高潮位が約 +40 cm であることを考慮すると、本地域のマングローブ泥炭は標高 -30 ~ +40 cm の間に堆積するものと考えられる。ただし、本研究で年代測定に用いた試料はいずれも樹皮であることから、堆積後に再移動が起らない限り、当時の林床に堆積したものと考えられる。すなわち、マングローブ泥

炭中の樹皮試料は平均海面付近から +40 cm の間に堆積したものと考えられることができる。

一方、Murofushi (1999) で用いられた年代試料はいずれもマングローブ泥炭から根等の大型有機物を取り除いた有機質土である。現在のマングローブ林内から得られた試料 (Mu-1 ~ 4) は、いずれもマングローブ泥炭層最下部から得られたものであることから、これらの試料は泥炭層が形成される標高 -30 ~ 0 cm の間に堆積したも

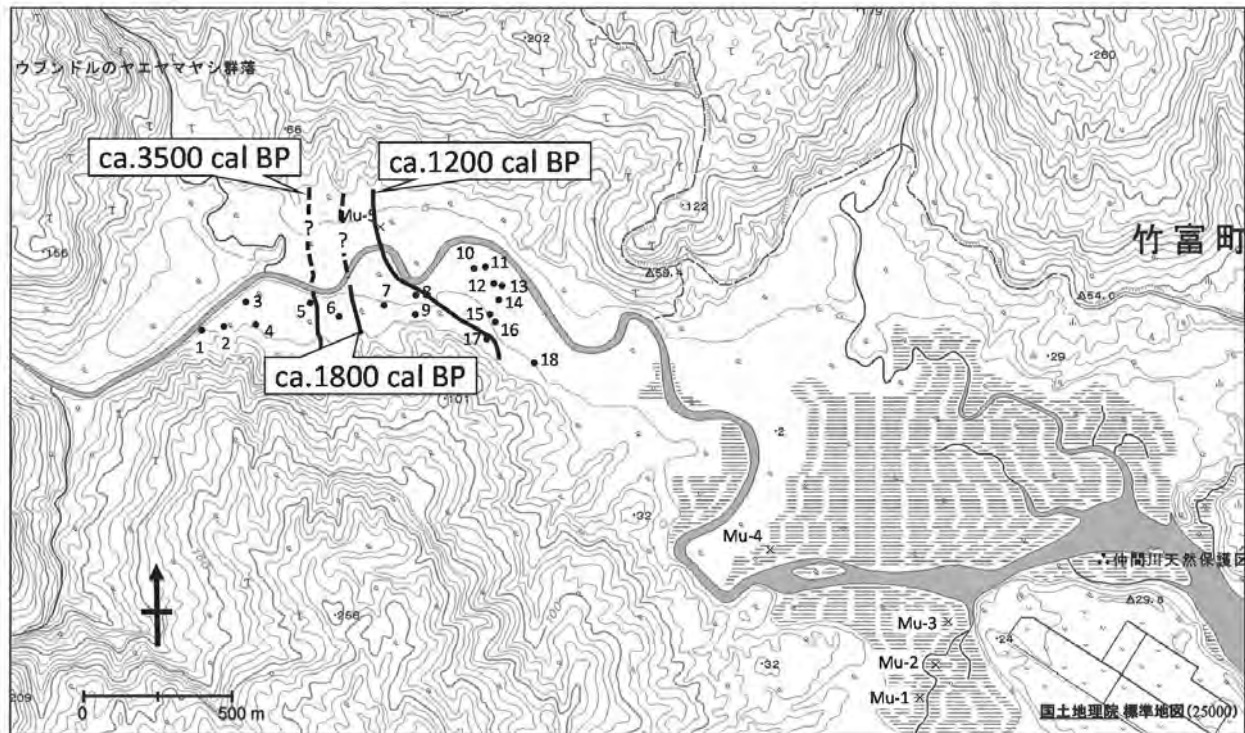


Fig.5 Estimated seaward edges of *Rhizophora stylosa* forest at ca. 3500 cal BP, ca. 1800 cal BP and ca. 1200 cal BP. The base map was printed from the web site of GSI (The Geospatial Information Authority of Japan) Maps (<http://maps.gsi.go.jp/>).

のと考えられる。また、淡水湿地林内から得られた試料 (Mu-5) は、マングローブ泥炭層最上部から得られたものであることから、その堆積位置は標高 -30 ~ +40 cm の間と推定される。

一方、本地域の略最高高潮面は平均海面上約 100 cm であることから、ヤエヤマヒルギ群落より地盤高の高い立地に成立するオヒルギ群落は +100 cm 付近まで生育可能である。一般にオヒルギ林は、平均海面より明らかに高く、かつ平均高潮位よりやや低い位置より高位の潮間帯に成立し (Mochida et al. 1999), 西表島においては淡水湿地林との境界付近まで、すなわち略最高高潮位付近まで分布する。一方、オヒルギの根茎は深度 30cm までにその全量の 70% ほどが集中して分布し (Komiya et al. 1988), 有機質堆積物は生成するものの、マングローブ泥炭は生産しない (Fujimoto and Ohnuki 1995 など)。すなわち、西表島の泥炭を伴わないマングローブ堆積物はオヒルギ群落下で堆積したものと考えられ、その堆積環境は平均海面付近から +100 cm 付近までと考えられる。

Fig. 6 は上記の年代試料の潮位環境に対する垂直的位置、および年代測定誤差 (2σ) を考慮して、各試料の堆積当時の相対的海水準が入り得る範囲をプロットしたものである。この図を見ると、年代試料が多数得られている 1400 cal BP 以降の値に、一見矛盾があるように見える。

しかし、この地域で可能性が指摘されている巨大地震に伴う間欠的な地盤隆起 (Fujimoto and Ohnuki 1995; 藤本 2003) を想定すれば、合理的に説明することができる。すなわち、間欠的な地盤隆起が起これば、それまでのマングローブ堆積物は隆起分だけ元々の堆積位置より高い位置に持ち上げられ、一方、隆起によってマングローブの生育可能な潮位環境となった干潟上には新たなマングローブ林が成立し、マングローブ堆積物の生成も新たに始まることとなる。したがって、仮に 1m の地震隆起が起こったと仮定すれば、1m 程の高度差を持つ、ほぼ同年代を示すマングローブ堆積物が存在し得ることになる。このような視点から Fig. 6 のデータを見直すと、1310 ~ 1080 cal BP の間、および 920 ~ 560 cal BP の間に地震隆起を想定すれば、矛盾なく説明できよう。なお、地点 4 から得られた 670 - 730 cal BP の推定海水準と地点 18 から得られた 560 - 920 cal BP の推定海水準が重なっていないのは、地点 4 の標高が潮位データから推定されたものであるため、実際の標高より高く見積もられたためと考えられる。

河名・中田 (1994) によると、琉球海溝側を震源とする巨大津波を伴う地震発生時期は、「津波大石」中のサンゴ化石から得られた年代値より、約 500 ^{14}C BP, 約 1100 ^{14}C BP, 約 2400 ^{14}C BP, 約 3750 ^{14}C BP, および

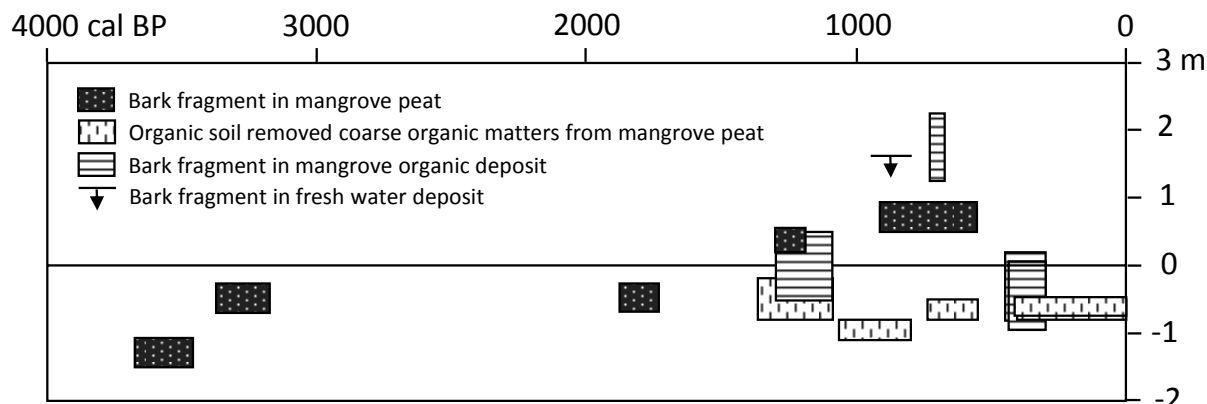


Fig.6 Possible ranges of relative sea level estimated by each radiocarbon datum (2σ calibrate age) obtained by this study and Murofushi (1999).

約 4350 ^{14}C BP と推定されている。本研究で推定された地震隆起は、河名・中田 (1994) で推定された約 500 ^{14}C BP、約 1100 ^{14}C BP の地震と対応している可能性が指摘できる。

八重山諸島一帯では、離水ノッチの後退点高度の分布から、琉球海溝により近い石垣島南東部ほど隆起量が多いことが指摘されている (河名 1986, 1990)。本研究対象地域では、上記のように間欠的な地震隆起の可能性が指摘されるにも関わらず、3500 cal BP 前後に形成されたマングローブ堆積物高度は、それ以降に形成されたマングローブ堆積物より高位には存在しない (Fig. 6)。これは、石垣島より琉球海溝から離れた西表島では、地震隆起は生じるものの、次の地震までにその隆起分はほぼ解消されたためと考えられる。

1400 cal BP 以前における地震隆起の影響を議論するためには、今後更にボーリング資料や年代資料を蓄積することが必要である。

VI まとめ

西表島仲間川低地におけるマングローブ林の形成過程を明らかにするため、現在のマングローブ林背後に広がる淡水湿地林内の 18 地点でボーリング調査を行い、堆積物の層相観察、電気伝導率 (EC) および全硫黄含有率分析、さらに ^{14}C 年代測定を行った。これらのデータに Murofushi (1999) の既存データを加え、マングローブ林の立地変動とそれに影響を及ぼしたと考えられる地盤運動について考察した。その結果は、以下のようにまとめられる。

1. 現在の淡水湿地林内の堆積物中には、ヤエヤマヒルギ群落下で堆積したと考えられる泥炭質堆積物が広範囲

に分布することが確認された。その形成時期は、仲間川右岸の沖積低地最奥部付近 (現マングローブ林内陸側林縁部から約 2 km 上流) が約 3500 cal BP、淡水湿地林中央部付近 (現マングローブ林内陸側林縁部から約 1.5 km 上流) が約 1200 cal BP と推定された。Murofushi (1999) で得られた ^{14}C 年代値も考慮すると、現在の分布域へマングローブ林が拡大したのは 1000 cal BP 以降と考えられる。

2. 現マングローブ林内陸側林縁部から約 1 km 上流の仲間川遊覧船終着点付近に分布するサキシマスオウノキ群落は、B - B' 断面沿いおよびその上流側の EC 分析結果および ^{14}C 年代測定結果から、1000 ~ 450 cal BP の間に形成されたものと推定された。一方、河道から離れた B - B' 断面中央部付近では汽水環境がより長く維持され、300 cal BP 以降も一部にマングローブ林が分布していたものと推定された。

3. 本研究および Murofushi (1999) で得られた ^{14}C 年代値とその採取標高のばらつきから、1310 ~ 1080 cal BP の間、および 920 ~ 560 cal BP の間に間欠的な地盤隆起が起こった可能性が指摘された。これらの地盤隆起は、河名・中田 (1994) で推定された約 1100 ^{14}C BP、約 500 ^{14}C BP の地震と対応している可能性がある。

4. 西表島仲間川低地では、3500 cal BP 前後に形成されたマングローブ堆積物高度がそれ以降に形成されたマングローブ堆積物より高位に存在しないことから、地震隆起は生じたものの、次の地震までの沈降で、その隆起分はほぼ解消されたものと考えられる。

謝辞

本研究の実施にあたり、琉球大学熱帯生物圏研究セン

ター西表研究施設長の馬場繁幸教授(当時)初めスタッフの皆さんには、施設の利用や現地調査に関し、様々なご配慮とご支援をいただきました。ここに記して、厚く御礼申し上げます。

本地域は、林野庁による保護林指定、沖縄県による保安林指定、環境省による国立公園特別保護地域指定、および文化庁による天然記念物指定を受けているため、それぞれ事前に許可を得た上で調査を実施した(許可番号はそれぞれ、15 沖管第 14 号、沖縄県指令八第 1326 号、環沖縄許第 040123001, 15 委庁財第 4 の 1355 号)。

本研究の実施にあたっては、平成 15～18 年度科学研究費補助金(基盤研究(B)(1)), 課題番号: 50127883, 研究代表者: 海津正倫, 平成 15～17 年度環境省地球環境総合推進費(課題番号: S-2 2b(1)②), 平成 25～26 年度科学研究費補助金(基盤研究(B), 課題番号: 25282084, 研究代表者: 藤本 潔), および 2014 年度南山大学パッヘ研究奨励金 I -A-2 を使用した。

文 献

- 藤本 潔 (2003): マングローブ林の立地変動史. 宮城豊彦・安食和宏・藤本 潔『マングローブ-なりたち・人びと・みらい-』43-56, 古今書院.
- 藤本 潔・大貫靖浩・田内裕之・佐藤 保・小南陽亮・持田幸良 (1993): 西表島におけるマングローブ林の群落配列を規定する環境要因. 国府田佳弘編『マングローブを中心とした生態系の解明に関する研究』(科学技術庁科学技術振興調整費による生活・地域流動研究成果報告書) 11-20.
- Fujimoto, K. and Miyagi, T. (1993): Development Process of Tidal-Flat Type Mangrove Habitats and their Zonation in the Pacific Ocean: A Geomorphological Study. *Vegetatio*, 106, 137-146.
- Fujimoto, K. and Ohnuki, Y. (1995): Developmental Processes of Mangrove Habitat Related to Relative Sea-level Changes at the Mouth of the Urauchi River, Iriomote Island, Southwestern Japan. *Quarterly Journal of Geography*, 47, 1-12.
- Fujimoto, K., Tabuchi, R., Mori, T. and Murofushi, T. (1995): Site environments and stand structure of the mangrove forests on Pohnpei Island, Micronesia. *JARQ*, 29, 275-284.
- Fujimoto, K., Miyagi, T., Kikuchi, T. and Kawana, T. (1996): Mangrove habitat formation and response to Holocene sea-level changes on Kosrae Island, Micronesia. *Mangroves and Salt Marshes*, 1, 47-57.
- Fujimoto, K., Miyagi, T., Murofushi, T., Mochida, Y., Umitsu, M., Adachi, H. and Pramojane, P. (1999): Mangrove habitat dynamics and Holocene sea-level changes in the southwestern coast of Thailand. *TROPICS*, 8, 239-255.
- Fujimoto, K., Tabuchi, R., Utsugi, H., Ono, K., Hiraide, M., Kuramoto, S., Kitao, M., Adachi, H., Ishihara, S., Yokoyama, I. and Lihpai, S. (2000): Top/root biomass ratio of a *Rhizophora apiculata* tree and belowground necromass of estuarine mangrove habitat in Pohnpei Island, Micronesia. In *Mangrove research team of FFPRI ed. US-Japan joint research for conservation and management of mangrove forests in the South Pacific Islands: Forest dynamics, accumulation processes of belowground organic matters and eco-physiological response to the environmental factor*. 36-41, FFPRI.
- 河名俊夫 (1986): 沖縄県石西礁湖周辺域の完新世地殻変動. *月刊地球* 9: 129-134.
- 河名俊夫 (1990): 離水サンゴ礁を特徴づけるノッチ. *サンゴ礁地域研究グループ編『熱い自然-サンゴ礁の環境誌-』* 66-82, 古今書院.
- 河名俊夫・中田高 (1994): サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺地域における後期完新世の津波発生時期. *地学雑誌* 103: 352-376.
- 菊池多賀夫・田村俊和・牧田 肇・宮城豊彦 (1978): 西表島仲間川下流の沖積平野にみられる植物群落の配列とこれにかかわる地形 I. マングローブ林. *東北地理* 30: 71-81.
- 菊池多賀夫・田村俊和・牧田 肇・宮城豊彦 (1980): 西表島仲間川下流の沖積平野にみられる植物群落の配列とこれにかかわる地形 II. サガリバナ林・アダン林. *東北地理* 32: 185-193.
- 木庭元晴 (1980): 琉球層群と海岸段丘. *第四紀研究* 18: 189-208.
- 木庭元晴 (1983): 琉球列島, 完新世後期の相対的海水準変動と地殻変動. *月刊地球* 5: 722-733.
- Komiyama, A., Moriya, H., Prawiroatmodjo, S., Toma, T. and Ogino, K. (1988): 2. Primary productivity of mangrove forest. 2-2. Below ground biomass. In Ogino, K. and Chihara M. eds. *Biological system of mangroves. A report of east Indonesian mangrove expedition, 1986*. 107-117, Ehime University.
- Mochida, Y., Fujimoto, K., Miyagi, T., Ishihara, S., Murofushi, T., Kikuchi, T. and Pramojane, P. (1999): A phytosociological study of the mangrove vegetation in the Malay Peninsula: Special reference to the micro-topography and mangrove deposit.

- TROPICS, 8, 207-220.
- Murofushi, T. (1999): Response of mangrove forest to the changing condition of geomorphological settings. Ph.D. dissertation, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.
- 中須賀常雄 (1979): マングローブ林の林分解析. 琉球大学農学部学術報告 26: 413-519.
- 中田 高 (1990): 巨大海底地震の使者としての津波石. サンゴ礁地域研究グループ編『熱い自然－サンゴ礁の環境誌－』83-98. 古今書院.
- 横山卓雄 (1993): 電気伝導度測定法. 日本第四紀学会編『第四紀試料分析法 2 研究対象別分析法』109-118. 東京大学出版会.