地域評価のための活断層調査（九州地域）

平成 27 年度成果報告書

２．日向峠-小笠木峠断層帯

平成 28 年 5 月

国立研究開発法人
産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した平成２７年度「地域評価のための活断層調査（九州地域）」の成果をとりまとめたものです。

目　次

１．断層帯の概要とこれまでの主な調査研究　１
２．調査内容および結果　２
　２．１　地形調査　２
　２．２　ピット調査　９
　２．３　地中レーダー探査　11
　２．４　ボーリング調査　12
　２．５　主部区間の活動性および活動履歴の検討　14
３．まとめ　15
　３．１　断層帯の位置および形態　16
　３．２　断層面の地下形状　17
　３．３　断層帯の過去の活動　18
文　献　21
図　表　23

１．断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

本報告では，福岡県糸島市大門(だいもん)から佐賀県鳥栖市神辺町(こうのえまち)にかけて，背振山地の北東部に分布する北西-南東走向の日向峠-小笠木峠断層帯のうち，主にその主部区間について，分布形状および活動性などに関する補完調査の成果をとりまとめた（図１，表１）。

日向峠-小笠木峠断層帯断層帯および周辺における活断層の存在や位置は，活断層研究会編（1980，1991），九州活断層研究会編（1989），下山（2012），吉岡ほか（2012，2014a，b）および地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）などに示されている（図２，図３および表２）．

活断層研究会編（1980，1991）および九州活構造研究会編(1989)は，北西-南東方向にのびる直線状谷，鞍部列，山地の高度差，線状に連なる山麓線などの明瞭な線状地形(リニアメント)を報告している。ただし，それらのリニアメントは活断層の疑いがあるものの，それらに沿う断層変位地形は不明瞭であり，段丘面を切る明瞭な変位地形は見られないため，そのほとんどが確実度Ⅲの断層とされている。確実度Ⅱの活断層とされていたのは，板谷峠断層上の１地点のみである（活断層研究会編，1980，1991；九州活構造研究会編，1989)．

その後，水野ほか(2011)は，日向峠-小笠木峠断層帯中部の福岡市早良区（さわらく）脇山付近で認められる北東側低下の緩やかな低崖が，河川の浸食によるものではなく，日向峠-小笠木峠断層帯の活動によって形成された可能性が高いとするとともに，地形断面測量の結果から，異なる段丘面を累積的に変位させていることを報告している。

これらの調査結果と，地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会活断層評価手法等検討分科会地表形状作業グループ(以下，地表形状作業グループ)による断層トレースの連続性と分布に基づいて，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は，「日向峠-小笠木峠断層帯」の長期評価を行った（図３）．その評価では，一部に南西側隆起を伴う断層帯は長さ約 28km の左横ずれ断層であり，C 級（平均変位速度が 0.01m/千年以上，0.1m/千年未満）の活動度を持つとされた．また，全体が一つの区間として活動した場合，マグニチュード(M) 7.2 程度の地震が発生する可能性があるが，最新活動時期や平均活動間隔が不明であるため地震後経過率は不明とされた．このため，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は，日向峠-小笠木峠断層帯の長期評価に関する今後の課題として，「活動時期，平均的なずれの速度や１回 のずれの量などについてのデータが得られていない。また，日向峠-小笠木峠 断層帯の北西側の延長方向の海域には糸島半島沖断層群が分布するとの報告がある。このため，日向峠-小笠木峠断層帯の平均的なずれの速度や過去の断層 活動等についてのデータを取得するとともに，糸島半島沖断層群との連続性に 関して検討していく必要がある。」と述べている．

なお，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）によれば，本断層帯は，日向峠断層，

小笠木峠断層およびその南東方に延びる長さ 28km の断層帯と，その周辺の最大幅約 2.5km 以内に分布する王丸-石釜断層および芋生-城ノ内断層，ならびに約 5-7.5km 離れて並走する板谷峠断層および田中-松隈断層から構成される断層帯とされている（図３）．

このほか，下山（2012）は，断層帯中央部の脇山地区において圃場整備前の地形から段丘面の累積的な変位と活動性について検討するとともに，日向峠-小笠木峠断層帯の北西延長方に分布する前原断層の新期の活動性を地形・地下地質データから検討した．また，吉岡ほか（2012，2013，2014a，b）は，本断層帯を含む広域の活断層分布について地形判読と地質踏査を行った．さらに，千田ほか（2014）は，都市圏活断層図「福岡（改訂版）」「甘木」「背振山」において，活断層および推定活断層の分布を詳細に図示した．ただし，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による本断層帯の長期評価には，2012 年までに公表された文献のうち，下山（2012）および吉岡ほか（2012）による調査結果は反映されていない．

２．調査内容および結果

本調査では，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が指摘した今後の課題のうち，明瞭な変動地形が認められるとされた日向峠断層および「小笠木峠断層」からなる断層列（日向峠-小笠木峠断層帯主部区間）を中心として，その活動性および活動履歴に関するデータの補完を目標とした．

このため，断層帯の全域について，航空レーザ計測によって得られた１m メッシュの詳細 DTM（数値標高モデル）から作成した地形解析図による変動地形の判読と計測を実施した．また，主部区間のほぼ中央にあって最終氷期最盛期以後に変位の累積が認められるとされた福岡市早良（さわら）区脇山地区については，圃場整備前の空中写真から詳細 DSM（数値地表モデル）を作成して変動地形の判読と計測を実施した．さらに，脇山地区の断層変位を受けた段丘面上において，ピット調査，地中レーダー探査およびボーリング調査を実施して，段丘面の形成年代の推定と，段丘堆積物およびその基底面の上下変位の確認とを試みた．

２．１　地形調査

（１）地形調査の手法

本断層帯に伴う変動地形については，活断層研究会編（1980，1991），九州活断層研究会編（1989），中田・今泉編（2002），吉岡ほか（2012，2013，2014aおよび2014b），地表形状作業グループ（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）および千田ほか（2014）によって，主に空中写真判読による調査が繰り返し行われてきた．しかし，近年になって整備されてきた航空レーザ測量による精細DEM（数値標高モデル）を使用した地形調査は，吉岡ほか（2012）が陰影・段彩図による微地形判読を試みたことを除いて，ほとんど行われていない．そこで，本調査では，精細DEMを使用した地形調査に重点を置くとともに空中写真判読を併用する，従

来と異なる手法で地形調査を試みた.

使用した航空レーザ測量データは，主として国土地理院から使用許可を得た「H22I0021_九州北西部航空写真・レーザー測量業務」による１ｍメッシュのDTM（数値地形モデル）である.同データがカバーしていない一部の範囲については，国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（５ｍメッシュ）および同（10ｍメッシュ）を用いた．これらのDTMから，DEM可視化ソフトウェア（ジオ地蔵）を使用してアナグリフ方式のステレオ等高線地形解析図（栗田，2015）およびステレオ傾斜量図（後藤・中田，2011など）を作成し，最大縮尺2千5百分の1程度で垂直倍率3-8倍程度に相当するスケールでモニター上に表示して，立体視による地形判読を行った．1m間隔の等高線をもつ等高線地形解析図は沖積平野および段丘地形の定量的な判読にとくに有効であり，尾根線・谷線を強調する傾斜量図は山地・丘陵地のリニアメントの判読に有効であった.

また，段丘面群に累積的な上下変位があるとされていた脇山地区では，1990年頃に大規模な圃場整備が行われていた．そこで，圃場整備前に撮影された空中写真をSfMソフトウェアで処理して3D地形モデルを作成し，さらに地形モデルにGCPを配置することによって２ｍメッシュの精細なDSM（数値地表モデル）を作成した．使用した空中写真は，国土地理院が1974年に撮影した撮影縮尺8000分の１１空中写真（CKU-74-23_C23-27～30およびC2B-24～26）のフィルムを1270dpiの解像度でスキャンした画像データであり，SfMソフトウェアはAgisoft社のPhotoScan（Ver.1.2.3）を使用した．DSMDSMの作成にあたって使用したGCPは，後藤（2015）の手法に準じて，地理院地図（電子国土Web）の空中写真から緯度・経度の値を100分の１１秒単位，標高値を航空レーザ測量による５m間隔の値を0.1m単位で読み取って与えた．空中写真画像ステレオペアのオーバーラップの範囲毎に最大で20点程度のGCPを配置し，手動で位置を微調整することによりGCPの3D地形モデルでの推定位置と入力した座標値による位置の差が概ね２m以内となるようにした．なお，植生に覆われた山地部分については，十分なGCPを配置することができなかったことから，調査目的に耐える精度の地形モデルを作成することができなかった.

（２）地形調査の結果

ａ）航空レーザ計測による詳細 DTM などに基づいた地形判読および計測結果

等高線地形解析図および傾斜量図から判読した段丘面および変動地形は，国土地理院の電子地形図 25000 上に地形分類図として編集した．作成した地形分類読図の範囲を図４，地形解析図の例と判読結果を表した地形分類図を図５，６，７，８，９および図 10，11，12，13，14 に示す.

ａ－１　段丘面区分

調査地域に分布する段丘面は，高位のものから順に，高位，中位，低位１および低位２段

丘面に区分できる．これらの段丘面と，既存の調査・研究による段丘面区分との比較を表３に示す．

高位段丘面（H）：高位段丘面は，室見川上流の福岡市早良区西入部および唐ノ原，糸島平野の糸島市曽根付近に，狭い尾根状の平坦面を構成して分布する．沖積面との比高は 30m 程度である．本段丘面は，水野ほか（2011）による脇山付近の早良Ⅰ面，下山（2012）の高位段丘（面），吉岡ほか（2014a）の高位段丘面に相当する．

下山（2012）によれば，本段丘の構成層は著しく風化が進んでおり，基質は赤色土化し，礫はいわゆるクサリ礫となっている．また，吉岡ほか（2014a）は，本段丘面が阿蘇４火砕流堆積物（Aso-４）の堆積面よりはるかに高い位置にあることから，中期更新世に形成されたと推定している．

中位段丘面（M）：中位段丘面は，調査地域の河川流域にやや広く分布し，やや開折の進んだ平坦面をもつ．沖積面との比高は一般的には 20m 程度（15-30m）であるが，那珂川流域の南面里（なめり）付近では 30-60m 程度と大きい．本段丘面は，水野ほか（2011）による脇山付近の早良Ⅱ面，下山（2012）の中位段丘面，吉岡ほか（2014a，b）の中位段丘Ⅰ面に相当する．

下山（2012）によれば，本段丘の構成層は風化が進んでいるものの，礫の中心部には未風化の部分が残り，半クサリ礫となっている．吉岡ほか（2014b）によれば，那珂川流域の那賀川町安徳付近に分布する本段丘面は，阿蘇４火砕流堆積面であるとされる．また，下山(2012)は室見川流域の福岡市早良区西入部付近において，本報告で中位段丘面とした地形面の一部において，その構成層として阿蘇４火砕流堆積物を確認している．

低位１段丘面（L1）：低位１段丘面は，調査地域の河川流域にやや広く分布し，ほとんど開折されていない平坦面をもつ．沖積面との比高は一般的には 10m 程度（５-15m）であるが，那珂川流域の南面里付近では 15-30m 程度とやや大きい．本段丘面は，水野ほか（2011）による脇山付近の早良Ⅲ面，下山（2012）の低位段丘面（L，L1），吉岡ほか（2014a，b）の中位段丘Ⅱ面に相当する．

後述のように，脇山の本段丘堆積物のうち，礫層を覆うローム層および土壌からは姶良 Tn 火山灰（AT）に由来する火山ガラスが微量ではあるが一様に検出された．このことから，本段丘面の形成時期は姶良 Tn 火山灰の降下時期（約２万８千～３万年前；町田・新井，2003）より新しいと推定される．

なお，下山（2012）は，脇山地区の低位段丘面のうち L1 面について，沖積面からの比高が西入部で確認された阿蘇４火砕流堆積面のそれと同じであること，構成礫層の直下に同火砕流堆積物が確認されたことから，その形成時期を阿蘇４火砕流堆積直後の約 8.5 万年前と推定している．また，吉岡ほか（2014a）も，本段丘面には阿蘇４火砕流堆積直後に形成された面が含まれると述べている．

低位 2 段丘面（L2）：低位１段丘面は，調査地域の河川流域において低位１段丘面に伴ってやや広く分布し，ほとんど開折されていない平坦面をもつ．沖積面との比高は一般的には５m 程度以下である．

本段丘面は，水野ほか（2011）による脇山付近の早良Ⅳ面，下山（2012）の低位段丘面（L2）および吉岡ほか（2014a，b）の低位段丘Ｉ面に相当する．

沖積段丘面（a）：室見川上流の福岡市早良区内野および脇山付近には，低位２段丘面と沖積面との間に，やや広く分布する段丘面が発達している．本報告では，この段丘面を沖積段丘面と呼ぶ．本段丘面は，概ね水野ほか（2011）の早良Ⅴ面および吉岡ほか（2014a，b）の低位Ⅱ面に相当する．

ｂ）変動地形を伴う断層

ｂ－１）比較的に顕著な変動地形を伴う断層

図５-14 に示す調査範囲において，段丘面の変位および谷の系統的な屈曲，連続した鞍部や明瞭な傾斜変換点を伴う山地・丘陵の高度不連続など，比較的顕著な変動地形を伴う断層として，日向峠断層，小笠木峠断層および芋生-堀ノ内断層がある．これらの断層は，福岡県糸島市大門付近から佐賀県基山町園部付近にかけて，概ね NW-SE 走向に連なって延びており，全体として長さ約 28km，幅 1.5km 以下の断層帯を構成している．

日向峠断層：（命名：活断層研究会，1980 による「日向峠」付近の断層．地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 が日向峠断層と呼んだ．）

本断層は，糸島市高祖から日向峠，福岡市早良区西入部および脇山を経て那賀川町中ノ原付近に至る，NW-SE ないし WNW-ESE 方向に延びる長さ約 16km の断層である（図６，８，10 および 12）．

断層北西端部の高祖より北西側の大門にかけてはやや広く分布する扇状地性の低位１段丘面が広がっているが，その段丘面には変位は認められない．高祖から日向峠に至る約 2km 区間では，鞍部の連続から概ね２条の断層が推定され，最大幅約 500m の断層帯を形成している．日向峠から早良区内野に至る断層中央部の約６km 区間では，山地の北東麓において尾根上に傾斜の急変部や鞍部が連なるとともに，区間の北西半部では河谷の左屈曲がやや連続して認められる（図６；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 など）．ただし，断層線が横切る中位および低位１段丘面には低断層崖は認められない．早良区内野付近では室見川沿いに沖積面が広がっており，変動地形は認められないが，これより南東の脇山から志水の南方に至る断層南東部の約４km 区間では，段丘面上の低断層崖や山麓部の傾斜の急変部，尾根上の鞍部，谷の左屈曲などの変動地形が連なっている．

本断層の中央付近の福岡県早良区脇山付近の椎原川東岸では，低位１段丘面を変位させる断層崖ないし撓曲崖が認められる．圃場整備前の 1974 年に撮影された空中写真および同写真

から作成した精細 DSM に基づいた地形解析図の判読，ならびに地形計測に基づくと，低位１段丘面を上下に最大３m程度変位させるNW-SEないしWNW-ESE方向の断層崖ないし撓曲崖が，長さ約 300m にわたって認められる（図 15 および 16）．この変動崖は，圃場整備前には幅約 20-30m の撓曲崖であり，北西に向かって急に変位量を減じて不明瞭となる．低位１段丘面の分布域の北東縁では，幅 100m 程度の範囲において１－２m 程度の深さの凹地を形成しているように見えるが，凹地の両側の段丘面には有意な上下変位が認められない（図 16 の測線 WK-２）．この変動崖の北西側および南東側に分布する低位２段丘面には上下変位は認められない（図 16 の測線 WK-１，４および５）．

なお，水野ほか（2011）および吉岡ほか（2014a）は，南東側の低位２段丘面上に 1.9m の，また，下山（2012）は約１m の，いずれも南側が高まる変動崖を認定している．しかし，水野ほか（2012）および吉岡ほか（2014a）が変動崖としたものは，圃場整備に伴う人工的なものと考えられ，1974 年当時の地形にはそのような崖は認められない．また，下山（2012）が地形断面図に基づいて変動崖と判断した付近には，低位 2 段丘面と同段丘の低位面との間に発達する小規模な段丘崖が判読できる（図 15）．

脇山の低い断層崖の南東延長方では，栗尾（くんの）付近において中位段丘面と南西側の丘陵との間の直線的な崖が認められ，さらに南東側では低位１段丘面に約３m の南西側上がりの高度不連続が認められる．ただし，1974 年当時の地形においても，高度不連続となる付近では低位Ｉ段丘面の分布が不連続となることから，崖そのものを明瞭に認めることはできない．

栗尾地区の南東側では，約２km 区間において鞍部の連続と，不明瞭な谷の左屈曲の連なりが認められる．しかし，それより南東側の志水南方から那賀川町中ノ原付近射かけての約４km 区間では，やや不明瞭な鞍部の連続が認められる．那賀川町中ノ原付近に至る約４km 区間では，やや不明瞭な鞍部と山地高度の不連続が認められるのみである．

なお，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，本報告で日向峠断層とした長さ約 16km の断層のうち，その南東部を「小笠木峠断層」の一部に含めている（図３）．

小笠木峠断層（命名：活断層研究会，1980 による「小笠木峠」付近の断層）

本断層は，福岡市早良区志水から那賀川町南面里（なめり）を経て基山町園部に至る，概ね NW-SE 方向に延びる長さ約 13km の断層である（図 10，12 および 14）．断層の北西部は，小笠木峠付近から WNW-ESE 方向に直線的に延びる線状谷と鞍部列で特徴づけられ，南面里の北西方ではやや不明瞭ながら系統的な谷の左ずれ屈曲が認められる．

断層中部の南面里付近では，断層が NW-SE 方向に屈曲するとともに，中位および低位１段丘面上には２条の断層崖もしくは撓曲崖に挟まれた地塁状の高まりが発達している．(図 17)．これらの変動崖は，NW-SE 方向に延びる南西側隆起の崖と，その南西側にあって NNW-SSE 方向に延びる北東側隆起の崖からなり，全体として最大幅約 500m で NW-SE 方向に少なくとも約

900m 延びる地形的高まりを形成している．２条の変動崖は，その北西端で収斂して，WNW 方向に延びる南西上がりの傾斜変換点群に沿った推定活断層に連なっている．これらの断層崖における段丘面の上下変位量は，東側の断層崖では，中位段丘面で約 26m，低位１段丘面で７m と累積的である（図 13 の測線 NM-１～４）．また，西側の断層崖における上下変位量は，中位段丘面で約 16m，低位１段丘面で 13m であり明瞭な違いは認められない．２条の変動崖のうち，東側の崖はさらに南東に 400m 延びて，南面里南東方の低位１段丘面に南西上がりの変位を与えていると推定される．しかし，低位２段丘面上に上下変位は認められない．なお，南面里の南東方約１km の中ノ原付近には，那珂川西岸に中位段丘面がやや広く分布するが，その段丘面上には変動地形が認められない．

中ノ原の南東方では，山地斜面の下半部に沿って傾斜の不連続が連なっており，東側上がりの変動を示唆する．

断層南東部の那賀川町大浦から基山町園部に至る長さ約７km 区間では，NW-SE ないし WNW-ESE 走向で，断層の全域にわたって尾根上に鞍部が連続するとともに，傾斜の変換点も明瞭である．さらに，北西半部では，やや不明瞭ながら，小規模な谷の左屈曲が複数箇所で認められる（図 14）．断層中央部の平等寺南西方では，やや明瞭な傾斜の変換点を伴う，南西上がりの山地の高度不連続が認められる．ここでは，本断層を横切って低位１および２段丘面が分布するが，それらの段丘面に上下変位は認められない．

なお，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は，活断層研究会編（1980,1991），九州活断層研究会編（1989）および本報告が「小笠木」付近の断層あるいは小笠木断層と呼んだ区間とは別の約 1.5km 南西側に並走する断層（本報告では日向峠断層の南東端部）と，さらに南東方に続く断層をあわせて「小笠木断層」と呼んでいる（図３）．

芋生–城ノ内断層（命名：九州活断層研究会編，1989 による「芋生–城ノ内」付近の断層．地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 が芋生–城ノ内断層と呼んだ．）

本断層は，日向峠断層の南東端部と小笠木峠の北西部との間にあって，那珂川町芋生の北西から南面里の西方まで，WNW-ESE 方向に延びる長さ約２km の断層である（図 10）．本断層に沿っては，やや不明瞭な鞍部と，山地もしくは丘陵の南西上がりの高度不連続が認められる．

ｂ－２）やや不明瞭な変動地形を伴う断層

上述した日向峠，小笠木峠および芋生–城ノ内断層の周辺には，概ね NW-SE 方向に延びる不明瞭な変動地形を伴う断層が認められる．これらの断層では，直線状の谷や，鞍部，山地および丘陵の高度分布の違いなど不明瞭な断層地形を伴っているが，段丘面の変位や，系統的な谷の屈曲，連続した鞍部や傾斜変換点などは認められない．

それらの断層のうち王丸–石釜，板谷峠および田中–松隈断層などの一部については，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）が活断層位置形状グループによる判読結果に基

づいて活断層と認定していることから，本報告においても「推定活断層」として図示した（図８，12 および 14）．ただし，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，活断層と評価した詳しい根拠を示していない．

なお，活断層研究会編（1980，1991）は，これらの断層を確実度Ⅲの活断層，すなわち「活断層の可能性があるが，変位の向きが不明であったり，他の原因でリニアメントが形成された疑いが残るもの」としている．また，九州活断層研究会編（1989）では，「活断層の疑いのあるリニアメント」としている．また，日向峠断層および小笠木峠断層の北東方の油山付近では，吉岡ほか（2014a，b）が地形判読結果から「活断層の可能性が高いと推定される」断層線を認定していることから，本報告においても，「推定活断層」として図示した．ただし，吉岡ほか（2014a，b）を除いて，この断層線を活断層あるいはその可能性があるものと指摘する調査・研究は報告されていない．

王丸−石釜断層（命名：活断層研究会（1980）による「王丸−石釜」付近の断層．地震調査委員会，2013 が王丸−石釜断層と呼んだ．）

糸島市王丸付近から糸島峠を経て福岡市早良区石釜にかけて，山地内に NW-SE 方向の直線上の谷が認められる．

活断層研究会（1980 および 1991）では長さ７km，九州活断層研究会編（1989）では長さ８km の，確実度Ⅲの活断層もしくはリニアメントとされている．また，吉岡ほか（2014a,b）では，長さ約７km の「活断層を含め何らかの地質構造または地殻変動が地形に反映されていると推定される区間」として図示されている．一方，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，本断層のうち南東部の長さ 4km 程度の区間が活断層と評価されている（図３，図 11）．

なお，吉岡ほか（2014a，b）では，本断層の南東延長方にあたる福岡市早良区小原の南，および唐ノ原の南東において中位段丘面上に比高５m程度の低崖を，また椎原辻において低位１段丘面上に２列の低断層崖状の地形を認め，活断層と認定している．しかし，１m メッシュ DTM に基づいた地形判読および計測結果からは，いずれの地点でもそのような変動崖は見いだせなかった（図 11 および 19）．

権現山南方の断層（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 が図示．）

小笠木峠断層南東部の南西側約 1.5km に並走して，那賀川町苗ヶ尾から佐賀県鳥栖市神辺町にかけて，権現山の南側に NW-SE ないし WNW-ESE 方向に延びる直線状の谷と連続に乏しい鞍部が認められる．地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，長さ約６km の活断と評価されている（図３および 14）．

なお，活断層研究会編（1980,1991），九州活断層研究会編（1989），吉岡ほか（2014b）および千田ほか（2014）では，本断層の位置には確実度Ⅲあるいはそれに相当するリニアメントも認めていない．

板谷峠断層（命名：活断層研究会（1980）による「板屋峠」付近の断層．地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 が板谷峠断層と呼んだ．）

福岡市早良区椎柄付近から，板谷峠および那賀川町大野付近を経て，佐賀県みやき町の石谷山南方にかけて， NW-SE 方向に延びる直線状の谷，鞍部列および南西上がりの山地高度の不連続が認められる．

活断層研究会編（1980,1991）および九州活断層研究会編（1989）では，長さ 11km で，その大部分が確実度Ⅲの活断層あるいはリニアメントとされている．地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は，本断層のうち南東部の約 5km 区間を活断層としている（図３，13 および 14）．また，千田ほか（2014）も，南東部の約５km 区間を推定活断層としている．

田中−松隈断層（命名：活断層研究会編，1980 による「田中−松隈」付近の断層．地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 が田中−松隈断層と呼んだ．）

背振山地の南東側斜面では，佐賀県神埼市田中の北方から吉野ヶ里町松隈にかけて，直線状の谷や鞍部列，北東上がりの山地高度の不連続が認められる．日向峠−小笠木峠断層帯から約 6.5-7.5km 南西方を並走する断層である．

活断層研究会編（1980 および 1991）では長さ 12km，九州活断層研究会編（1989）では長さ 10km の，確実度Ⅲの活断層もしくはリニアメントとしている．また，千田ほか（2014）では，その南東部を除く約 6.5km を推定活断層としている．地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，本断層の北西端付近に長さ約４km の活断層を評価しており（図 3 および 14），そのうち北西部だけが九州活断層研究会編（1989）および千田ほか（2014）のリニアメントと概ね一致する．

油山付近の断層（吉岡ほか，2014a，b が図示．）

日向峠断層および小笠木峠断層の北東約３−５km には，福岡市早良区の油山の北西方から那珂川町，大野城市および太宰府市を経て筑紫野市萩原付近に至る山地において，WNW-ESE 方向に延びる，不明瞭な直線谷や鞍部が認められる．

吉岡ほか（2014a）では，一部において鮮明な直線状の地形や河谷の左横ずれが認められることから，活断層の可能性があるとして，長さ約 17km の一部で不連続となる断層を図示している（図３および 12）．

２．２　ピット調査

（１）ピット調査地点の概要

主部区間の中央部に位置する福岡市早良区脇山では，椎原川の東岸に広がる低位１段丘面に日向峠断層に沿った明瞭な低断層崖が認められる．この段丘面の形成時期について，下山（2012）は，段丘面の高度および段丘構成層の直下に阿蘇4火砕流堆積物が確認されていることから，約8.5万年前と推定している．そこで，段丘面の形成時期を確認する目的で，大規模

な圃場整備に伴う改変を受けていない脇山中央公園内のグラウンドにおいて，段丘構成層最上部以浅の層序を観察し，地質年代を推定する火山灰，放射性炭素年代測定試料などを採取する目的でピットを掘削した（図20）．掘削地点は公園の中央部のグラウンド南東縁であり，ピットの規模は開口部が長さ3.5m，幅2.5mで，最大深さ約2.5mであった（図21）．

（２）ピット調査の結果

ａ）地質層序

ピット掘削にあたっては，グラウンド上層を構成する厚さ約 15cm のマサ土を剥ぎ取っており，スケッチではそれより下位の地層が観察された．掘削したピットの南西側壁面のスケッチを図 22 に示す．

ピット壁面にあらわれた段丘構成層およびそれを覆う地層は，上位から順に，盛り土（A 層），腐植質シルト層（B 層），シルト層（C 層），砂混じりシルト層（D 層），礫混じりシルト層（E 層）および砂礫層（F 層）に区分される．

A 層：最上部の１ｍ余りを占める A 層は，軽石層（A-１層）および砕石層（A-２）からなる上部と，下部の草木片を大量に含む極めて軟弱な礫混じりシルト層（A-３層）に区分できる．

B 層は，軟弱の腐植質シルト層であり，黒褐色を示す．厚さは約 20-30cm である．内部に層理面は認められず，下位層との境界面は凹凸に富んでいる．

C 層は，やや軟弱な腐植混じりシルト層であり，少量の細礫を含んでいる．褐色～暗褐色を示す．厚さは約 40-80cm である．上位ほど腐植の含有量が多く，下位層とは不明瞭である．

D 層は，やや軟弱な砂混じりシルト層であり，少量の腐植路を含み，淡暗灰色を示す．厚さは約 40-80cm．下位層とは不明瞭である．

E 層は，やや締まりの良い礫混じり砂質シルト層である．礫は中～大礫サイズの花崗岩類からなり，基質は緑褐色を示す．厚さは約 40-70cm である．下位層との境界は比較的明瞭であるが，起伏に富んでいる．

F 層は，花崗岩類からなる大礫を主とする，厚さ 50cm 以上の砂礫層である．花崗岩礫はやや風化しており，基質は青灰～橙褐色を示す．

このうち，A 層上部の A-１および A-２層はグラウンド構成層の中層および下層であり，下部の A-３層は造成時の盛り土ないし攪乱層である．その下位の B 層は，公園造成以前の旧耕作土と推定される．また，C 層および D 層は段丘面形成後の土壌層，E 層は段丘面離水時頃もしくは離水後のいわゆるローム層であり，F 層は低位１段丘を構成する段丘礫層である．

ｂ）放射性炭素年代および火山灰分析

ピット壁面に露出した地層のうち，C 層および D 層から採取した３試料について，AMS 法による放射性炭素年代測定を実施した．この結果，C 層上部（SC-３）では 3,210 yBP，D 層の上部(SC-２)では 6,190±30 yBP，同下部（SC-１）では 6,890±30 yBP の年代が得られた（表

4)．

C 層，D 層および E 層から採取した連続試料（ST-２～14）について，火山灰分析を実施した（図 23)．この結果，全層準の試料（ST-２～14）から，バブルウォール型で屈折率が 1.495-1.500 を示す火山ガラスが微量ではあるが普遍的に検出された．この火山ガラスの特徴は，姶良 Tn 火山灰（町田・新井，2011）のそれと一致する．姶良 Tn 火山灰の噴出年代について町田・新井（2011）では２万８８千-３万年前，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では約２万８千年前とされている．

D 層下部から C 層にかけて採取した試料（ＳＴ９～14）からは，バブルウォール型で屈折率が 1.510-1.516 の火山ガラスがやや多く検出され，とりわけ CC層下部の ST-12 試料をピークにそれより上部で多く認められた．また，試料 ST９～14 に含まれる斜方輝石の屈折率は 1,708-1.712 に集中する．これらの火山ガラスおよび斜方輝石の特徴は，鬼界アカホヤ火山灰（約７千３百年前；町田・新井，2011）のそれらと一致する．

これらの放射性炭素年代測定および火山灰分析の結果から，段丘礫層である F 層を直接に覆う E 層は姶良 Tn 火山灰の降灰後の堆積物であり，鬼界アカホヤ火山灰の降灰層準は D 層下部と推定される．したがって，低位１段丘面の形成時期は，約２万８千年前以降以後であり，かつ約７千３百年前以前と推定される．

２．３　地中レーダー探査

（１）地中レーダー探査の手法

地中レーダー探査は，脇山地区で認められた低位1段丘面上の低断層崖を横切る測線（図20のLine-１），その延長上にあって低断層崖が認められない低位２段丘面上の測線（図20のLine-２），および両測線を横切る検測線（図20のLine-３）の３測線で実施した．これらの測線は，いずれも圃場整備された水田地帯のアスファルト舗装道路である．

探査の仕様を表４に示す．探査手法はプロファイル測定法であり，スキャン間隔は2cm２cm，記録長は190 nsecとした．また，取得したデータについては，Geophysical Survey Systems 社の解析プログラムであるRADAN７を用いて，time-zero補正，Dewewフィルター，バンドパスフィルター，バックグラウンド除去，振幅回復，デコンボリューションフィルター，自動ゲイン制御，バンドパスフィルターおよび標高補正の各処理を行った．

（２）地中レーダー探査の結果

地中レーダー探査の結果を図24，25および26に深度変換後の反射断面図として示す．深度変換では， Line-３測線の距離310m付近に認められる道路下の暗渠の深度を基準に，一様な電磁波の伝播速度を仮定した．

Line１，２および３測線のいずれにおいても，地表から0.5mないし最大１m程度までの上部

層には比較的に強い反射面群が認められ，その下深度３m程度までの中部層では反射面を欠いている．また，Line-２測線の距離０-220m付近を除いて，深度３m付近以深の下部層ではやや強い反射面が得られた．下部層の上面には，最大1m程度の凹凸をなす連続した強い反射面が認められることがあり，それらの反射面を図26,27および28の地質解釈図では青線で示した．

このうち，上部層の反射面は，舗装道路の路面構造を反映したものと推定され，一部では埋設管と推定される連続した強い反射面も認められる．また深度３m付近に点在する連続した強い反射面は，ピット調査の結果および後述のボーリング調査の結果から，花崗岩の礫からなる段丘礫層の上面に相当すると推定される．それよりも下位の下部層においては地質構造や堆積構造を反映した連続した反射面は認められなかった．

なお，Line-１測線の距離240-280m付近では，下部層の上面が上に膨らむとともに，花弁状に乱れた形状を示す（図24）．この膨らみや乱れは，何らかの地質構造あるいは堆積構造を反映している可能性もあるが，詳細は不明である．

２．４　ボーリング調査

（１）ボーリング調査の手法

脇山地区で認められた低位１段丘面上の低断層崖を横切る地中レーダー探査のLine-１測線に沿って，段丘堆積物の層序と浅部の地下地質構造を調査する目的で，低断層崖の相対的な隆起側でNo.１およびNo.２孔（掘削深度5-6m），低下側でNo.３孔（掘削深度14m）のオールコアボーリングを掘削した（図20）．

（２）ボーリング調査の結果

ａ）ボーリング調査における地質層序

図27に，各ボーリング孔の地質柱状図およびその対比を示す．

低断層崖の上昇側で掘削したNo.１およびNo.２孔では，いずれも，最上部の深度0.7～0.8mまでは暗灰色の耕作土および風化礫や植物片および粘土塊を混入する盛り土であった．その下位には，厚さ0.3m（No.２孔）なおよび1.3m（No.１孔）のシルト混じり砂層が分布し，さらに，やや風化した花崗岩礫と新鮮な基質からなる玉石混じりの砂礫層が深度4.6(No.２孔)および4.9m（No.１孔）まで分布する．それ以深には基盤岩である風化した黄褐色の花崗岩が認められた．

一方，低断層崖の低下側で掘削したNo.3孔では，深度0.9mまでは耕作土と盛り土であり，やや風化した花崗岩礫と新鮮な基質からなる玉石混じり砂礫が深度8.7ｍまで分布していた．その下位には，深度12.3mまで風化の進んだ黄褐色の花崗岩礫および基質からなる玉石混じり礫層が分布し，厚さ約20cmのシルト層を挟んで，それ以深には基盤岩である風化した黄褐色の花崗岩が認められた．このうち，風化の進んだ花崗岩からなる礫層は，脇山周辺で認めら

れる中位段丘の構成層（下山，2012）に類似している．

ｂ）火山灰分析の結果

No.３孔の基盤岩を直接に覆うシルト層（深度 12.3～12.6m）から採取した試料（図 27）について火山灰分析を実施したが，火山ガラスおよび重鉱物は検出されなかった．

ｃ）ボーリング調査から推定される地下浅部の地質構造

ボーリング調査の結果を Line-１測線における地中レーダー探査結果に重ねて，地質断面図として図 28 に示す．

低位１段丘面上の低断層崖の相対的な隆起側では，No.１および No.２孔のいずれにおいても，深度５m 程度以深には風化した花崗岩からなる基盤岩が分布し，それを覆って，低位１段丘の段丘礫層と推定される花崗岩礫からなる厚さ約３m 砂礫層が分布する．両ボーリング孔の間では，段丘構成礫層の厚さや基盤岩上面の深度に違いは認められない．一方，低断層崖を挟んだ低下側で掘削した No.３孔では，基盤岩は深度 12m 以深に分布し，それを厚さ約４ｍの風化した花崗岩礫からなる砂礫層が覆っており，さらに上位の低位１段丘の構成層と推定される新鮮な花崗岩礫からなる砂礫層の厚さは約６ｍであった．

このボーリング調査結果によれば，No.１および２孔と No.３孔の間では，低位１段丘面で約２m，低位１段丘堆積物の基底で５m 程度，中位段丘堆積物の基底面で９m 程度と，低断層崖を挟んで累積的な上下変位が生じている可能性がある（図 28）．ただし，低断層崖の低下側では崖の基部において No.３孔しか掘削されていないことから，断層に伴う撓みを含めた変位量が正確に解明できていない可能性がある。

２．５　本調査結果に基づく起震断層の区分と活動性および活動履歴の検討

（１）起震断層の区分の検討

日向峠-小笠木峠断層帯は，NW-SEないしWNW-ESE方向に延びる多くの断層からなり，全体としては長さ約28kmで最大幅約11kmの断層帯を形成している（図１）．ここでは，広範囲に分布する断層帯について，地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会（2010）の考え方に従って，地表での断層線の隔離距離などの地表での分布形状に基づいて区分される「起震断層」（松田，1990）を設定する．

本断層帯を構成する断層のうち，日向峠・小笠木峠および芋生-城ノ内断層からなる主断層列は，比較的顕著な変動地形を伴って概ねNW-SE方向に直線的に連なっており，長さ約26kmで最大幅1.5kmの断層帯を構成している．また，主断層列の南西側約1.5-2.5kmには，長さが短く，変動地形がやや不明瞭な王丸-石釜断層および権現山南方の断層が並走している．これらの主断層列と王丸-石釜断層および権現山南方の断層は，「５km以内の相互間隔をもって並走する幅５km以内の断層群」などを一つの起震断層とする松田（1990）の基準に従うと，１つの

起震断層を構成していると見なせる．本報告では，この起震断層を，日向峠–小笠木峠断層帯主部区間と呼ぶ．

なお，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，地表形状作業グループの未公表資料に基づいて主部区間をさらに北西方に２km延長している．本報告では，この２km区間について，段丘面上に変動地形は認められないものの，断層末端部での１回の活動に伴う変位量あるいは長期的な活動性の減衰によって変動地形が不明瞭になっているものと考え，主部区間に含めることにする．この結果，主部区間の長さは約28kmとなる．

主部区間の主断層列の南西側５km余りには板谷峠断層が，また主断層列の南西側6.5–7.5km程度には田中–松隈断層がそれぞれ並走している．さらに，板谷峠断層の北西側延長には，約4kmの相互間隔をおいて連なる活断層が推定されている（吉岡ほか，2016b）．これらの断層は，最大幅3.5kmで並走する長さ約11kmの断層帯を構成している．この断層帯は，上述の主部区間と合わせると断層帯の幅が５kmを超えることから，松田（1990）の基準に従うと，主部区間とは別の１つの起震断層を構成していると見なせる．本報告では，この起震断層を，板谷峠断層・田中–松隈断層断層と呼ぶ．

また，吉岡ほか（2014b）は，主部区間の主断層列から北東側に３–５km程度離れて並走する長さ約12kmの油山付近の断層を活断層と推定している（図１，２）．しかし，それらの断層は，主部区間に含めると断層帯の最大幅が約７kmになることから，松田（1990）の基準に従うと，主部区間とは別の１つの起震断層を構成していると見なせる．本報告では，この起震断層を，油山付近の断層と呼ぶ．ただし，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）および千田ほか（2014）ではそれらを活断層あるいは推定活断層と認めていないことから確実性が低いものと考えられる．

以上の検討の結果，日向峠–小笠木峠断層帯は，主部区間，板谷峠断層・田中–松隈断層および油山付近の断層の３つの起震断層に区分される（図１）．

（２）主部区間の活動性および活動履歴の検討

ａ）活動性の検討

今回の調査では，主部区間の中央部における断層のステップ付近に位置する脇山地区および屈曲部に位置する南面里地区において，段丘面が上下に変位していることが確認できた．

脇山地区においては，約２万８年前以後に形成された低位１段丘面が上下に３m 程度変位している．また，ボーリング調査の結果によれば，低位 1 段丘構成層の基底に５m 程度，中位段丘構成層相当層の基底に９m 程度の累積的な上下変位が生じている可能性がある．ただし，断層の沈降側では直近の１地点でしかボーリングを掘削していないことから，断層に伴う撓みの有無が解明できておらず，実際の低位段丘構成層の基底および中位段丘構成層相当層の基底の上下変位量はそれらの値よりもやや大きい可能性がある．南面里地区においては，

段丘面の形成時期に関する直接の資料は得られていないものの，阿蘇４火砕流の堆積時（約８万５千−９万年前；町田・新井，2011）前後に形成された可能性がある中位段丘面が上下に最大約 26m，低位１段丘面が上下に約 13m 変位して地塁状の高まりを形成している．

これら２地区において，中位段丘面の形成時期を約９万年前とすると、それ以後の断層の上下変位速度は，脇山地区では 0.1m/千年程度，南面利地区では 0.3m/千年程度と求められる．また，低位１段丘面の形成時期を約２万８千年前以後とすると，段丘面形成以後の上下変位速度は，脇山地区では 0.1m/千年程度以上，南面里地区では 0.4m/千年以上と求められる．

主部区間の主な変位の向きは横ずれでとされることから（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 など），変位の横ずれ成分は上下成分と同じ程度かそれよりも大きいと考えられる．この考えに基づくと，主部区間の平均変位速度の横ずれ成分は 0.3m/千年程度以上の可能性がある．

また，南面里地区では，２条の並走する断層が地塁状の高まりを構成しており，中位段丘面は北東側の断層において南西側が約 25m，また南西側の断層においては北東側が約 18m 高まっている．したがって，２条の断層の上下変位速度は，それぞれ約 0.3m および 0.2m/千年程度の可能性がある．これらの上下変位は，横ずれ断層の屈曲に伴う局所的な短縮変位によるものと考えられることから，主部区間の平均変位速度の横ずれ成分は，局所的な短縮変位の速度と同じ程度かそれ以よりも大きいと考えられる．この考えに基づくと，主部区間の活動度はＢ級もしくはそれよりも大きい可能性がある．ただし，主部区間の横ずれ変位地形は必ずしも明瞭でない区間も多いことから，その活動度がＡ級に及ぶことは考えにくい．

ｂ）活動履歴の検討

今回の調査では，過去の活動時期に関する直接的な地形・地質学的な資料は得らなかった．ただし，脇山地区および南面里地区において低位１段丘面上に低断層崖が認められることから，断層の最新活動時期は約２万８年前以後にあったことになる．また，いずれの地区においても低位２段丘面には断層変位地形が認められない．１回の断層活動に伴う変位の副成分である上下変位量や低位２段丘面の形成時期などは不明であるが，最新活動は低位２段丘面の形成以前であった可能性がある。

なお，水野ほか（2011）および吉岡ほか（2014ａ）は，南東側の低位２段丘面上に 1.9m の，また，下山（2012）は約１m の，いずれも南側が高まる変動崖を認定している．しかし，水野ほか（2012）および吉岡ほか（2014a）が変動崖としたものは，圃場整備前の 1974 年当時の地形には認められず，その後に行われた圃場整備に伴う人工的な崖と考えられる．また，下山（2012）が地形断面図に基づいて変動崖を認定した付近には，1974 年当時の地形では，低位２段丘面と同段丘の低位面との間に発達する小規模な段丘崖が判読できる．

３．まとめ

３．１　断層帯の位置および形態

（１）構成する断層

日向峠-小笠木峠断層帯主部区間は，比較的顕著な変動地形を伴って概ね直線的に連なる，日向峠・小笠木峠および芋生-城ノ内断層からなる主断層列と，その南西側1.5～2.5kmに並走する王丸-石釜断層および権現山南方の断層などの，長さが短く，変動地形がやや不明瞭な断層群から構成される（図１）．主断層列は概ね直線的であるが，その南東部では，小笠木峠および芋生-城ノ内断層からなる断層群が北東側に最大幅約1.5mで屈曲およびステップする長さ約５kmの不連続構造を形成している．また，主断層列のうち，北西端部の約２km区間では段丘面上に変動地形は認められない．しかし，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）では，地表形状作業グループの未公表資料に基づいてこの２km区間を活断層に含めている．本報告では，この２km区間について，断層末端部での１回の活動に伴う変位量あるいは長期的な活動性の減衰を示すものと考え，主部区間に含めた．

なお，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）は，主断層列から南西側に５km余り離れて並走する板谷峠断層および6.5～7.5km程度離れて並走する田中-松隈断層を，本報告で主部区間とした断層群とともに一つの断層区間に含めて評価している(図３)．しかし，これら２条の断層からなる板屋峠・田中-松隈断層は，上述の断層帯主部区間と合わせると断層帯の幅が５kmを超えることから，本報告では日向峠-小笠木峠断層帯断層帯主部区間に含めないことにする．また，板谷峠・田中-松隈断層は，吉岡ほか（2014b）が板谷峠付近に推定した断層を含めて，全体として長さ12km程度の断層帯を構成していると見なされるが，本報告での詳細な評価の対象とはしない．

このほか，吉岡ほか（2014b）は，主断層列から北東側に３-５km程度離れて並走する油山付近の断層を活断層と推定している(図２)．しかし，それらの断層は，主部区間に含めると断層帯の幅が5kmを超えることから，別の断層帯を構成するものと判断した。ただし，その断層帯は長さ17km程度であるが，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）および千田ほか（2014）ではそれらを活断層あるいは推定活断層と認めていないことから確実性が低いものと考え，本報告での詳細な評価の対象とはしない．

（２）断層帯の位置・形状

主部区間のうち地形・地質情報から地表において認定もしくは推定される活断層は，福岡県糸島市大門から佐賀県鳥栖市神辺町に至る区間で，その北西端と南東端を直線で結ぶと，一般走向はN55° W，長さは約28kmとなる．

（３）断層の変位の向き

地表形状作業グループ（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013），千田ほか（2013），

吉岡ほか（2014a），および本調査などの地形判読結果によると，主断層列を横切る河谷にやや系統的な左横ずれが確認されている．

主部区間では，断層線を横切る段丘面上に低断層崖はほとんど認められない．しかし，断層線が北東側にステップする板谷峠付近では，段丘面を変位させる断層崖が局所的に認められ，ステップ北西側の福岡市早良区脇山付近では南西上がりの低断層崖が，南東側の那珂川町南面里付近では両側を低断層崖に限られた地塁状の高まりが認められる．これらの上下変位は，左横ずれ断層がステップすることに伴う解放性および拘束性屈曲に伴う構造と考えられる．

これらのことから，主部区間の変位の向きは，左横ずれを主体とし，一部に断層線の屈曲に伴う上下成分をもつと推定される．

３．２　断層面の地下形状

（１）断層面の傾斜

主部区間の断層面の傾斜に関する直接の資料は得られていない．

主部区間の断層線は地形の起伏とは関係なく概ね直線状であり，一部に見られる屈曲は断層の左横ずれに伴う構造と考えられる．したがって，断層面の傾斜は，地表付近ではほぼ鉛直ないし高角であると推定できる．

（２）断層面の幅

日向峠-小笠木峠断層帯では，断層変位が地表で確認されることから，断層面の上端は地表に達していると判断される．断層面下端の深さは，地震発生層の下限深度に基づくと10-15 km 程度と推定される（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）．断層面はほぼ鉛直ないし高角である推定できることから，本断層帯の断層面 の幅は 10-15km 程度である可能性がある．

（３）断層面の長さ

主部区間の北西延長方において，九州電力株式会社(2008)は長さ約４km の北西-南東方向のリニアメントを指摘し，前原断層と呼んだ．この前原断層と日向峠-小笠木峠断層帯との糸島平野では，約７km の区間で活断層の存在は知られていない．下山（2012）は，糸島平野の前原付近において，地形的特徴とボーリング調査による地下浅部の地質構造から活断層が存在する可能性を指摘した．しかし，前原断層や前原付近では明瞭な変位地形は認められない（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013；千田ほか，2014 および吉岡ほか，2014a,b）．また，地質断層や重力異常の急変帯など断層の存在を示唆する構造も認められない（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013）．これらのことから，日向峠-小笠木峠断層帯の断層

面は北西には延長しないものとした.

主部区間の南部延長については，鳥栖市神辺町以南では変位地形が認められず，地質断層や重力異常の急変帯など断層の存在を示唆する構造も認められない(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2013)ことから，地表で認められる断層トレースの南東限を断層面の南東端とした.

以上のことから，地下の断層面の長さは，地表で認められる活断層の長さと同じく約 28km である可能性がある.

３．３　断層帯の過去の活動

（１）平均変位速度

主部区間の主な変位成分である横ずれ成分については，その平均変位速度に関する地形・地質学的な資料は得られていない.

しかし，断層線のステップや屈曲に伴って段丘面が上下に変位している地点がある．このうち，脇山地区においては約２万８年前以後に形成された低位１段丘面が上下に３m 程度変位しており，ボーリング調査の結果から同段丘構成層の基底に５m 程度以上，中位段丘構成層相当層の基底に 9m 程度以上の累積的な上下変位が生じている可能性がある．また南面里地区においては，段丘面の形成時期に関する直接の資料は得られていないものの，阿蘇４火砕流の堆積時（約８万５千−９万年前；町田・新井，2011）前後に形成された可能性がある中位段丘面が上下に最大約 26m，低位１段丘面が上下に約 13m それぞれ変位している．これらの地区において求められる局所的な断層の上下変位速度は，約９万年前以後においては 0.3m/千年程度の可能性がある．また，約２万８千年前以後と推定される低位 1 段丘面の形成時以後においては，脇山地区での資料によれば 0.1m/千年程度以上の可能性があり，南面里地区の資料によれば 0.3m/千年以上の可能性もある.

変位の向きは横ずれでとされることから（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2013 など)，変位の横ずれ成分は上下成分と同じ程度かそれよりも大きいと考えられる．このことから，主部区間の平均変位速度は 0.3m/千年程度以上の可能性がある.

また，南面里地区では，２条の並走する断層が地塁状の高まりを構成しており，中位段丘面は北東側の断層において南西側が約 25m，また南西側の断層においては北東側が約 18m 高まっている．したがって，２条の断層の上下変位速度は，それぞれ約 0.3m および 0.2m/千年の可能性がある．これらの上下変位は，左横ずれ断層の屈曲に伴う局所的な短縮変形によるものと考えられることから，主部区間の平均変位速度の横ずれ成分は，局所的な短縮変位の速度と同じ程度かよりも大きい可能性がある．この考えに基づくと，主部区間の活動度はＢ級もしくはそれよりも大きい可能性がある．ただし，主部区間の変動地形は必ずしも明瞭でない区間も多いことから，その活動度がＡ級に及ぶことは考えにくい.

（２）活動時期

ａ）地形・地質学的に認められた過去の活動

主部区間の過去の活動時期に関する直接的な地形・地質学的な資料は得られていない．ただし，低位１段丘面上に低断層崖が認められることから，断層の最新活動時期は約２万８千年前以後にあったことになる．また，いずれの地区においても低位２段丘面には断層変位地形が認められない．１回の断層活動に伴う変位の副成分である上下変位量や低位２段丘面の形成時期などは不明であるが，最新活動は低位２段丘面の形成以前であった可能性がある。

なお，水野ほか（2011）および吉岡ほか（2014a）は，南東側の低位２段丘面上に 1.9m の，また，下山（2012）は約１m の，いずれも南側が高まる変動崖を認定している．しかし，水野ほか（2012）および吉岡ほか（2014a）が変動崖としたものは，圃場整備に伴う人工的なものと考えられ，1974 年当時の地形にはそのような崖は認められない．また，下山（2012）が地形断面図に基づいて変動崖を認定した付近には，低位２段丘面と同段丘の低位面との間に発達する小規模な段丘崖が判読できる

ｂ）先史時代・歴史時代の活動

主部区間の活動を直接示すような被害地震は知られていない.

なお，主部区間の北西延長方の糸島半島において，1898年8月10日にM6.0，同12日にM5.8の地震が発生し，家屋の破損等の被害が発生している(宇佐美ほか，2012)．被害の程度から糸島半島では震度５相当で，一部地域では震度６相当の揺れであったと推定されている（太田・松田，1994）．

（３）過去の活動における１回の変位量（１回のずれ量）

主部区間については，過去の活動における１回の変位量を直接示す資料は得られていない．なお，主部区間の長さが約28 kmであることから，松田ほか(1980)による１回の地震で活動する断層の長さ L（km）とその際に生じる（最大の）ずれ量 D（m）に関する経験式（$D=10^{-1}L$）に基づくと，全体が1つの区間として活動した場合の(最大の)変位量は約2.8mと求められる．

以上のことから，主部区間における１回の変位量は，３m程度であった可能性がある．

（４）平均活動間隔

日向峠-小笠木峠断層帯主部区間では，活動時期に関する直接の資料が得られていない．

しかし,上述のように主部区間の１回の活動に伴う変位量が約３m であった可能性があり，長期的な平均変位速度が 0.3m/千年程度以上であった可能性があることから，活動間隔は１万年程度以下の可能性もある．

（５）過去の活動の範囲

主部区間の過去の活動範囲に関する直接の資料は得られていない.

主部区間は，直線的にほぼ連続して分布し、断層帯の幅が最大でも 2.5km 程度であることから，松田（1990）の基準によると１つの起震断層を構成しているとみなすことができる.このことから，主部区間は全体が１つの区間として活動してきたと推定される.

（調査担当：粟田泰夫）

文　献

粟田泰夫(2015):DEMへのテクスチャマッピングによるステレオ地形図・ラスタ画像の作成. 情報地質, **26**, 96-97.

Bronk Ramsey, C. (2001) : Development of the radiocarbon program OxCal, Radiocarbon, **43**, 355-363.

後藤秀昭 (2015) : SfM (Structure from Motion) －MVS (Multi-Video Stereo) 技術を用いた変位地形の数値表層モデルの作成と変位量の計測―1970 年代撮影の空中写真およびポールカメラの写真を用いた検討―. 活断層研究, 42, 73-83.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) : 日向峠-小笠木峠断層帯の長期評価. 12p.

地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2010) :「活断層の長期評価手法」報告書 (暫定版). 117p.

活断層研究会編 (1980) :「日本の活断層-分布図と資料」. 東京大学出版会, 363p.

活断層研究会編 (1991) :「新編日本の活断層-分布図と資料」. 東京大学出版会, 437p.

小池一之・町田 洋編 (2001) :「日本の海成段丘アトラス」. 東京大学出版会, CD-ROM３枚・付図 2 葉・122p.

九州活構造研究会編 (1989) :「九州の活構造」. 東京大学出版会, 553p.

九州電力株式会社 (2008) :玄海原子力発電所における新耐震指針に照らした耐震安全性評価のうち活断層評価について,耐震・構造設計小委員会地震・津波、地質・地盤合同 ワーキンググループ (第６回) B サブグループ会合資料.

町田　洋・新井房夫 (2011) :「新編火山灰アトラス」 (第2刷) . 東京大学出版会, 337p.

松田時彦 (1975) :活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第 2 輯, **28**, 269-283.

松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, **65**, 289-319.

松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文 (1980) :1896 年陸羽地震の地震断層. 地震研究 所彙報, **55**, 795-855.

水野清秀・中村洋介・石原与四郎・田中甫脩・田辺 晋・中西利典・池田政人・細矢卓志 (2011) : 福岡県日本海沿岸域における低活動度の活断層と平野地下の第四紀堆積物に関する地質調査. 平成 22 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, (独)産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, 56, 27-40.

太田恵美子・松田時彦 (1994) : 糸島地震 (1898 年, 福岡県) について, とくに村落別被害分布. 九州大学理学部研究報告 (地球惑星科学), **18**, 13-155.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R..L, Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg,

A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. (2013) : IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon, **55**, 1869-1887.

下山正一 (2012) : 平成 23 年度調査, 日向峠-小笠木峠断層の分布と延長性について, サブテーマ 3-2:博多湾内および周辺地域の活断層の活動性及び活動履歴調査(陸域調査). 警固断層帯における重点的な観測調査, 平成 23 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 付録, 1-48.

吉岡敏和・宮下由香里・吾妻　崇・水野清秀・中村洋介 (2012) : 3.1-1 陸上における活断層の詳細位置, 断層形状および変位量分布の把握. 警固断層帯における重点的な観測調査,平成23年度成果報告書,文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学,4-26.

吉岡敏和・宮下由香里・吾妻　崇・水野清秀 (2014a) : 3.1-1 陸上における活断層の詳細位置, 断層形状および変位量分布の把握. 警固断層帯における重点的な観測調査, 平成 25 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, 4-30.

吉岡敏和・宮下由香里・吾妻　崇・水野清秀 (2014b) : 付録サブテーマ 1-1-地形分類図. 警固断層帯における重点的な観測調査, 平成 25 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人九州大学, DVD 1 枚.

宇佐美龍夫・石井　寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子 (2012) :「日本被害地震総覧 599-2012」. 東京大学出版会, 694p.

脇田浩二・井川敏恵・宝田晋治編(2009):20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版.数値地質図 G-16, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

Yamamoto, A., Shichi, R. and Kudo, T. (2011) : Gravity Database of Japan (CD-ROM). Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu University, Special Publication, 1.

図　表

表１　日向峠-小笠木峠断層帯のまとめ

表２　既存の調査・研究における活断層の確実度区分の比較

表３　調査地域の段丘面区分および既存の調査・研究との比較

表４　放射性炭素年代の測定結果

表５　地中レーダー探査の仕様

図１　本調査による日向峠-小笠木峠断層帯の地表における位置と主な調査地点

図２　日向峠-小笠木峠断層帯および周辺の活断層の分布に関する既存の調査・研究の比較

図３　地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による日向峠-小笠木峠断層帯の地表における位置と主な調査地点

図４　地形解析図および地形分類図の索引図

図５　地形解析図-その１

図６　地形解析図-その２

図７　地形解析図-その３

図８　地形解析図-その４

図９　地形解析図-その５

図 10　地形分類図-その１

図 11　地形分類図-その２

図 10　地形分類図-その３

図 12　地形分類図-その４

図 14　地形分類図-その５

図 15　1974 年に撮影された空中写真に基づく脇山地区の詳細地形分類図

図 16　1974 年に撮影された空中写真に基づく脇山地区の地形断面図

図 17　航空レーザ測量に基づく南面里地区の詳細地形分類図

図 18　航空レーザ測量に基づく南面里地区の地形断面図

図 19　航空レーザ測量に基づく石釜地区の地形断面図

図 20　脇山地区におけるピット調査地点，地中レーダー探査測線およびボーリング調査地点の位置図

図 21　脇山地区におけるピット調査地点の詳細位置図

図 22　脇山地区におけるピット南側壁面のスケッチ

図 23　ピット南側壁面から採取した連続試料の火山灰分析結果

図 24　脇山地区における地中レーダー探査の結果-Line-１測線

図 25　脇山地区における地中レーダー探査の結果-Line-２測線

図 26　脇山地区における地中レーダー探査の結果-Line-３測線

図 27　脇山地区におけるボーリング柱状図および対比図

図 28　Line-１測線における地中レーダー探査とボーリング調査から推定される地質構造

表１　日向峠-小笠木峠断層帯のまとめ

項目	特性 （従来評価）	特性（主部区間） （今回調査を含めた結果）	信頼度 （注1）	根拠・備考 （注2）
1. 断層帯の位置・形態				
(1)構成する断層	日向峠（ひなたとうげ）断層 小笠木峠（おかさぎとうげ）断層 芋生（いもお）ー城ノ内断層 王丸ー石釜断層 板谷峠断層 田中ー松隈断層	日向峠断層 小笠木峠断層 芋生ー城ノ内断層 王丸ー石釜断層 権現山南方の断層		文献1～7による. 権現山南方の断層は，従来評価では名称が示されていなかった. 板谷峠断層および田中ー松隈断層は，主部区間とは別の断層区間を構成すると推定される. 油山付近の断層は，主部区間とは別の断層区間を構成すると推定される.
(2)断層帯の位置・形状	断層の位置 （北端）　北緯33° 32.6 東経130° 15.4’ （南端）　北緯33° 23.9’ 東経130° 30.0’ 断層の長さ　約28 km 一般走向　N55° W	 （北端）　北緯33° 32.6’ 東経130° 15.4’ （南端）　北緯33° 23.9’ 東経130° 30.0’ 断層の長さ　約28 km 一般走向　N55° W	 ○ ○ ○ ○ ○ ○	文献1～7による.
(3)ずれの向きと種類	左横ずれ断層 （一部西側隆起成分を伴う）	左横ずれ断層 （一部に上下成分を伴う）	○	文献4, 5および本調査結果による.
2.断層の地下形状				
(1)断層面の傾斜	断層面の傾斜　高角（地表付近）	断層面の傾斜　高角（地表付近）	○	
(2)断層面の幅	上端の深さ　約0km	上端の深さ　約0km	◎	地形の特徴から推定.
	下端の深さ　10-15km程度	下端の深さ　10-15km程度	○	地震発生層の下限.
	断層面の幅　10-15km程度	断層面の幅　10-15km程度	△	
3. 過去の断層活動				
(1)平均的なずれの速度	不明（活動度はC級程度以上）	0.3m/千年以上	△	左横ずれ断層の拘束性屈曲部における上下変位速度から推定.
(2)過去の活動時期	不明	不明（最新活動時期は2万8千年前以後-低位2段丘面以前）		信頼できる地形・地質学的な資料は得られていない.
(3)1回のずれの量	3m程度	3m程度	△	断層の長さから推定.
(4)平均活動間隔	不明	1万年程度より短い	△	
(5)過去の活動区間	断層帯全体で1区間	断層帯全体で1区間		

注1：信頼度は，特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので，記号の意味は次のとおり.

◎：高い，○：中程度，△：低い

注2：文献は，本文末尾に示す以下の文献.

文献1：活断層研究会編（1980）；文献2：九州活断層研究会（1989）；文献3:活断層研究会編（1991）；文献4:下山（2012），文献5:地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）；文献6：吉岡ほか（2014a）；文献7:吉岡ほか（2014b）

表 2　既存の調査・研究における活断層の確実度区分の比較

活断層研究会編（1980, 1991）	九州活断層研究会編（1989）	千田ほか（2014）	吉岡ほか（2014a, b）	本報告
活断層であることが確実なもの　（確実度Ⅰ）	活断層であることが確実なもの　（確実度Ⅰ）	活断層	活断層であることが確認できる区間	活断層
			活断層が存在することが十分に推定できる区間	
活断層であると推定されるもの　（確実度Ⅱ）	活断層であると推定されるもの　（確実度Ⅱ）	推定活断層	活断層の可能性が高いと推定される区間	推定活断層
			活断層の可能性が高いと推定されるが、根拠となる地形がやや不不明瞭な区間	
活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）	活断層の疑いのあるリニアメント（確実度Ⅲ）		活断層を含め何らかの地質構造または地殻変動が地形に反映されていると推定される区間	活断層の疑いのあるリニアメント

表 3　調査地域の段丘面区分および既存の調査・研究との比較

水野ほか(2011) (脇山付近)	下山(2012)	吉岡ほか(2014a, b)	本報告
早良Ⅰ面	高位段丘	高位段丘面	高位段丘面
早良Ⅱ面	中位段丘面	中位Ⅰ段丘面	中位段丘面
	Aso-4火砕流堆積面	阿蘇4火砕流堆積面	
早良Ⅲ面	低位段丘面L, L1	中位Ⅱ段丘面	低位1段丘面
早良Ⅳ面			
早良Ⅴ面	低位段丘面L2	低位Ⅰ段丘面	低位2段丘面
	沖積段丘面	低位Ⅱ段丘面	沖積段丘面

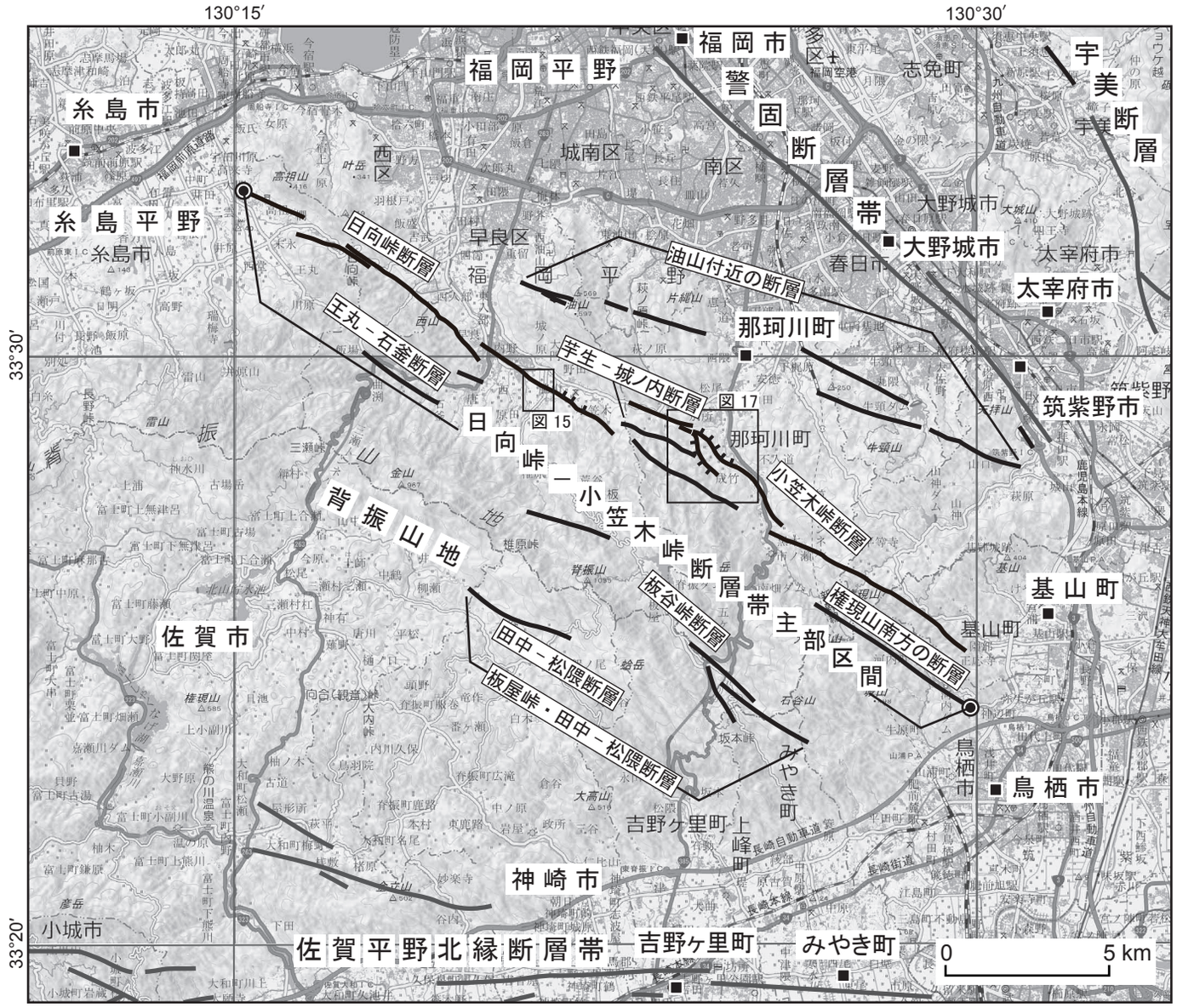


図 1　日向峠－小笠木峠断層帯の地表における位置と主な調査地区

図中の矩形は，図 15（脇山地区）および 17（南面里地区）の範囲を示す．⦿: 断層帯の南端と北端．
基図は国土地理院の電子地形図 20 万を使用．

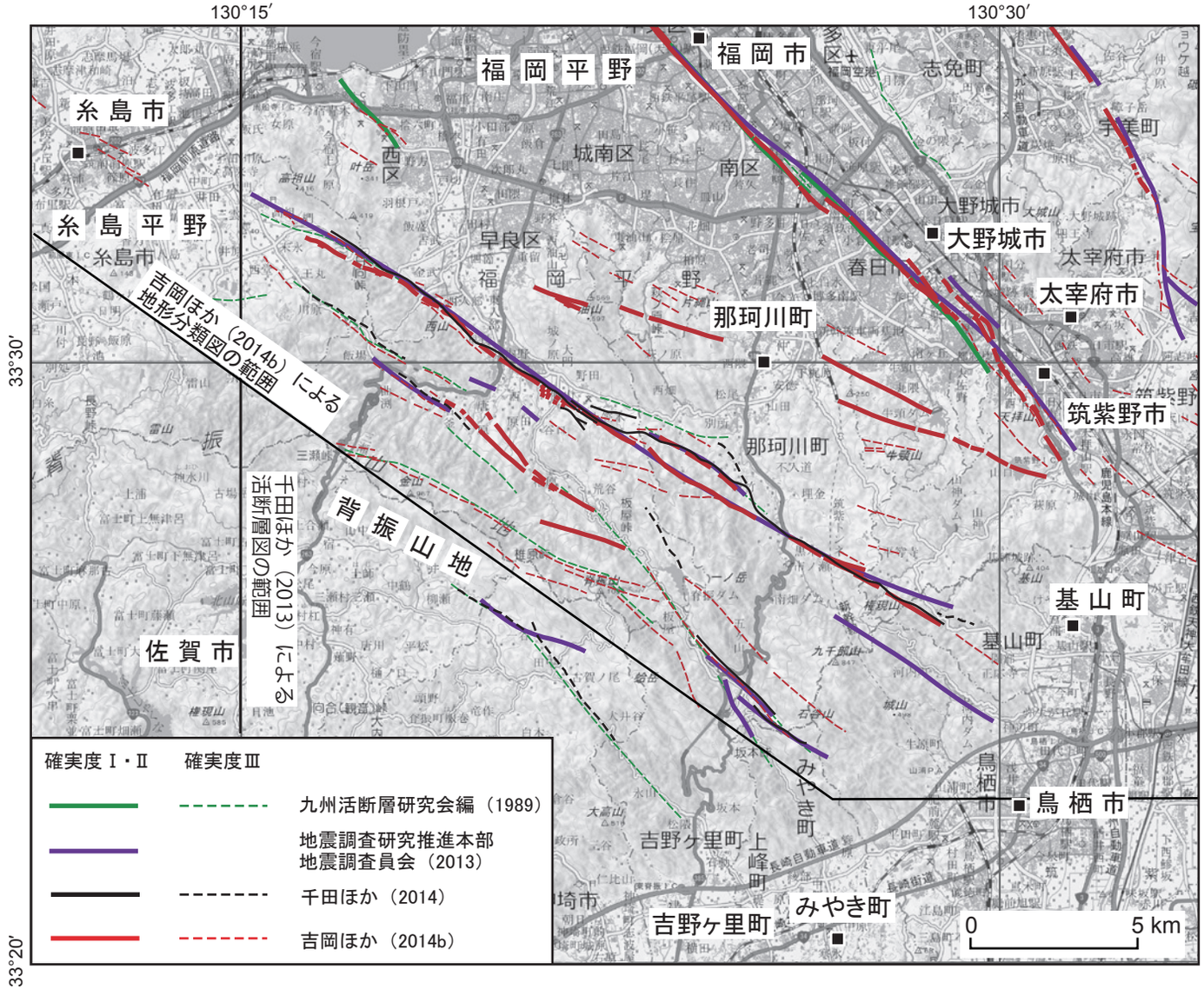


図 2　日向峠－小笠木峠断層帯および周辺の活断層の分布に関する既存の調査・研究の比較

基図は国土地理院の電子地形図 20 万を使用.

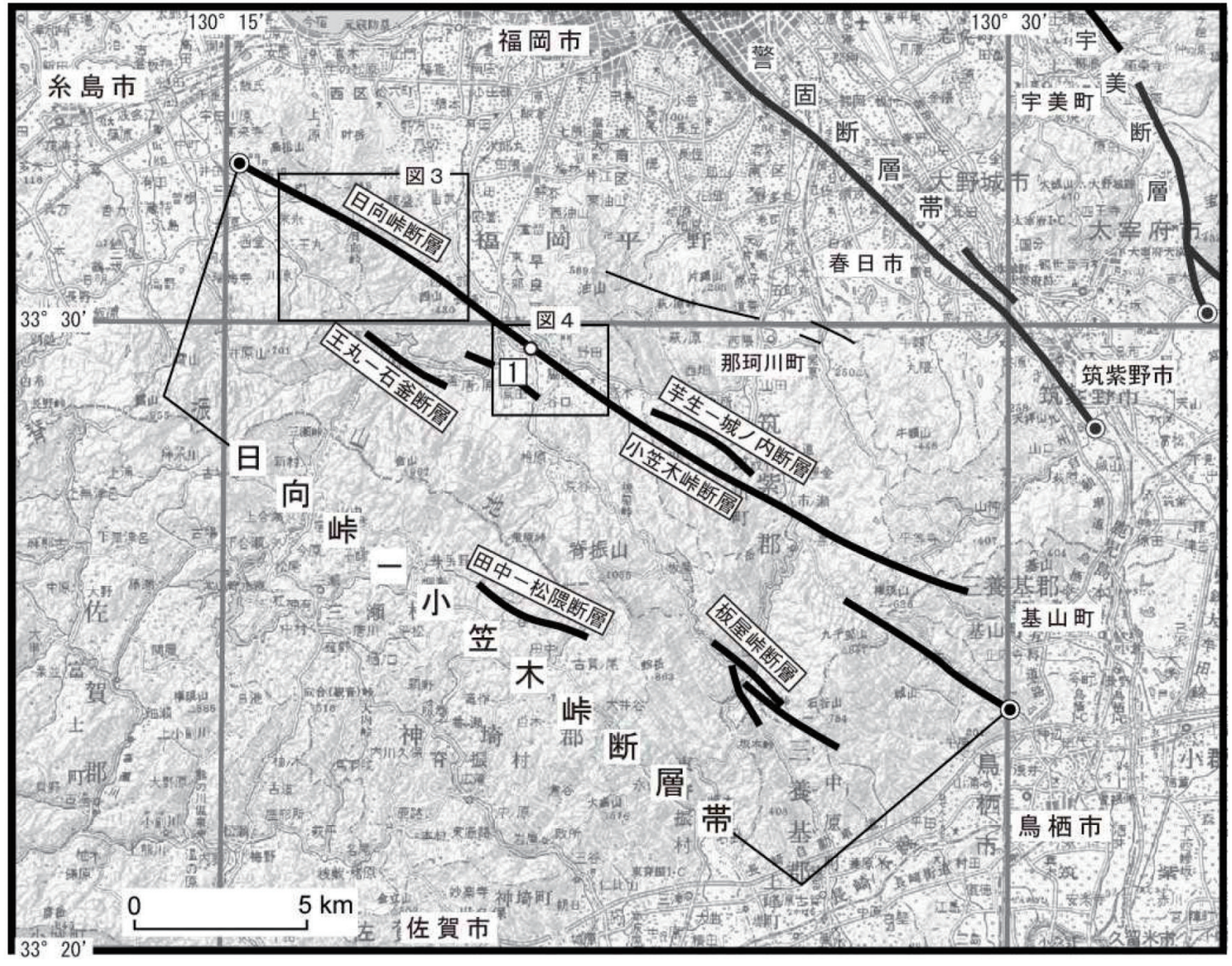


図 3　地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）による日向峠－小笠木峠断層帯の地表における位置と主な調査地点

基図は国土地理院発行の数値地図 200000（地図画像）「福岡」を使用．1：脇山地点．

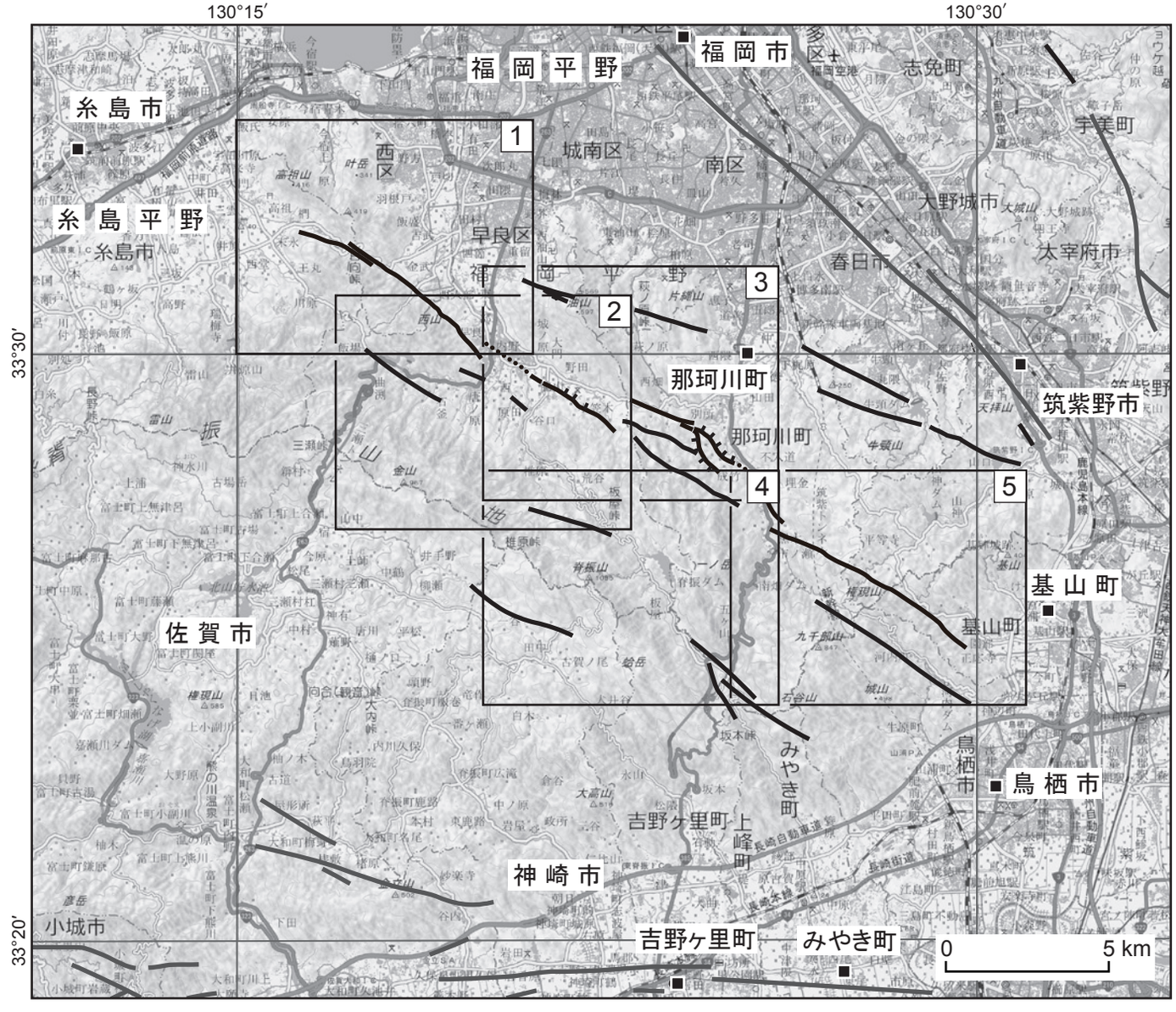


図 4　地形解析図および地形分類図の索引図

基図は国土地理院の電子地形図 20 万を使用.

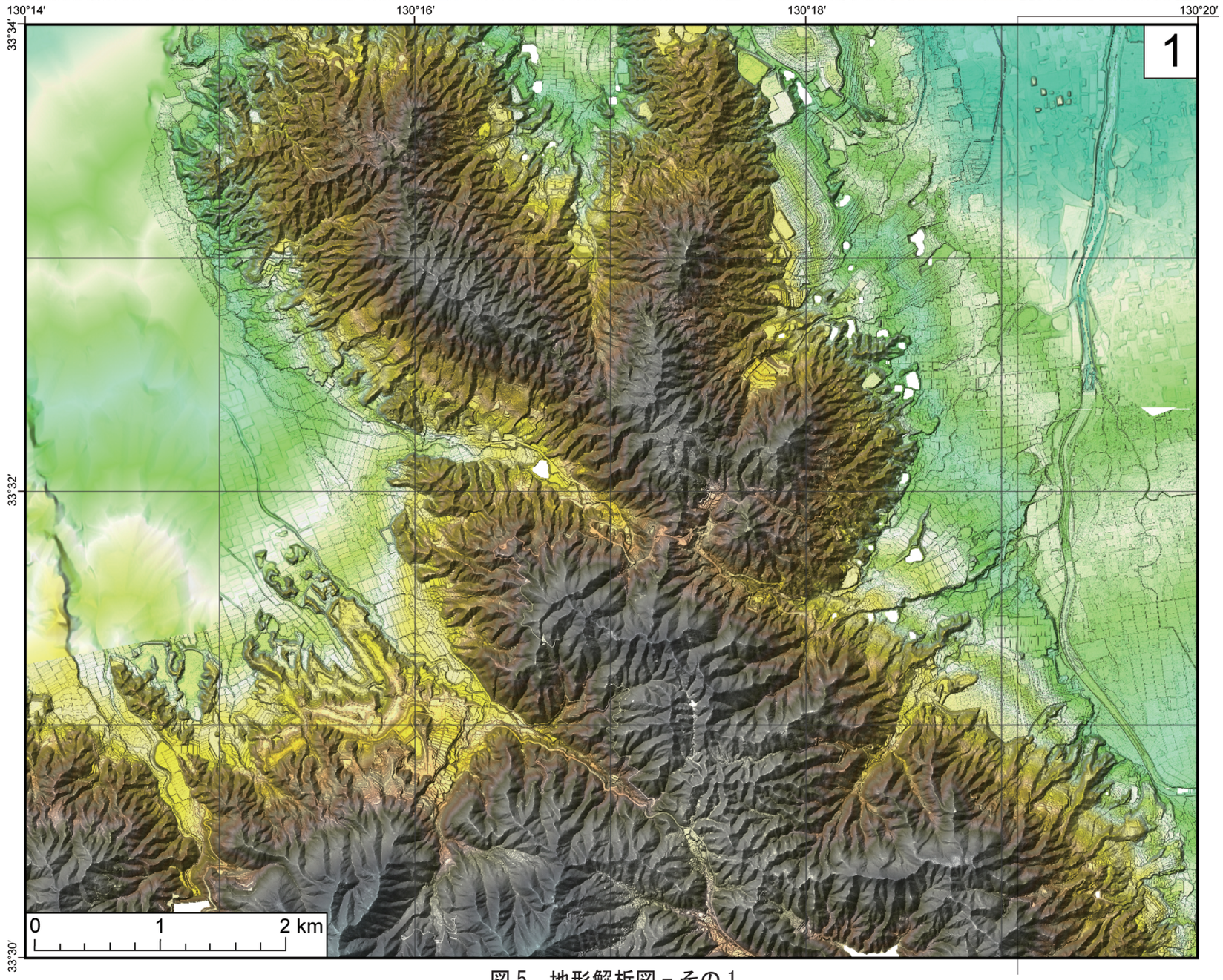


図 5　地形解析図 – その 1

1m（一部は 5m および 10m）メッシュ DTM から作成した微地形を強調するパターンのカラー段彩と陰影・傾斜量図を合成した．位置図は図 4 に示す．

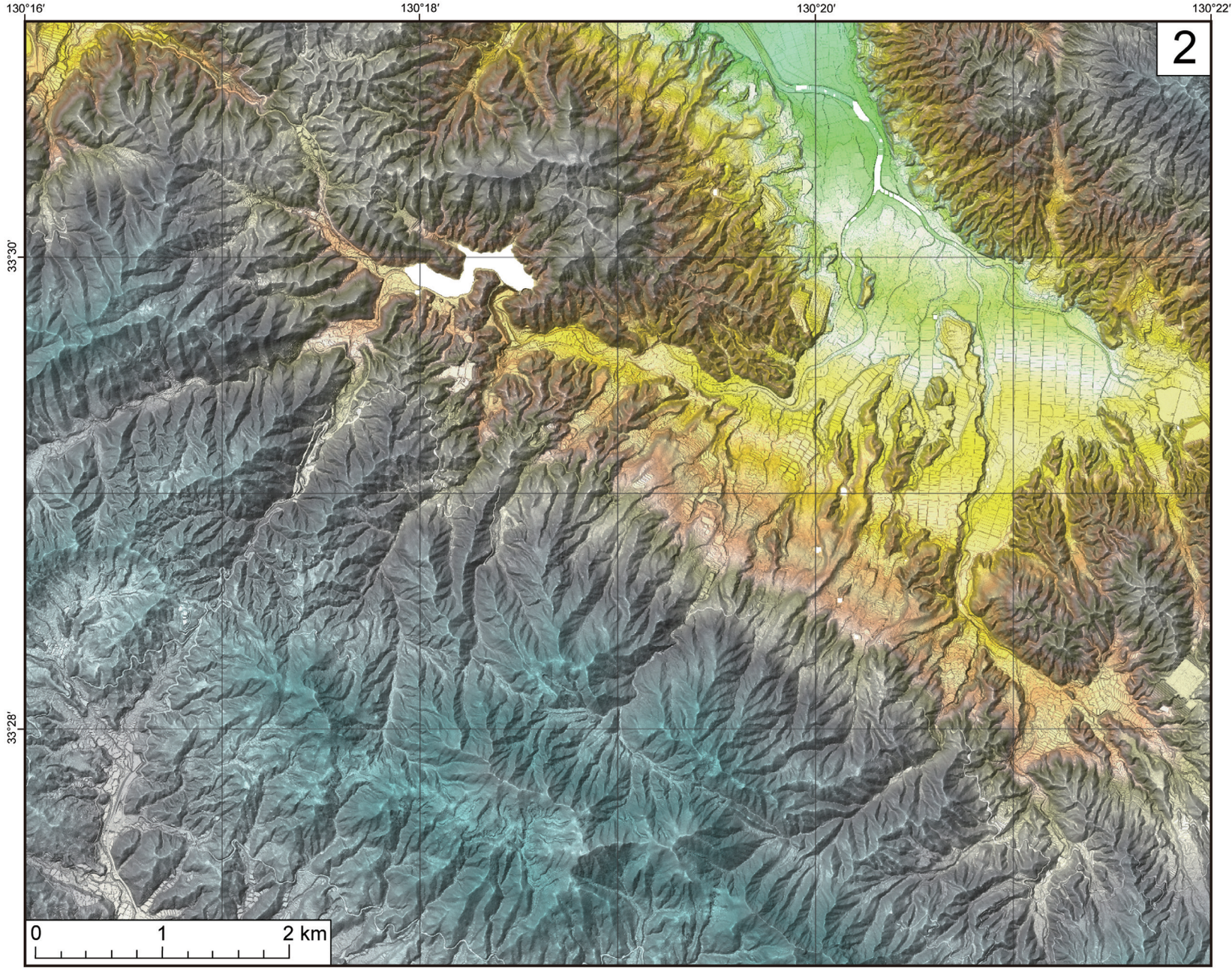


図 6　地形解析図－その 2

1m メッシュ DTM から作成した微地形を強調するパターンのカラー段彩図と陰影・傾斜量図を合成した．位置図は図 4 に示す．

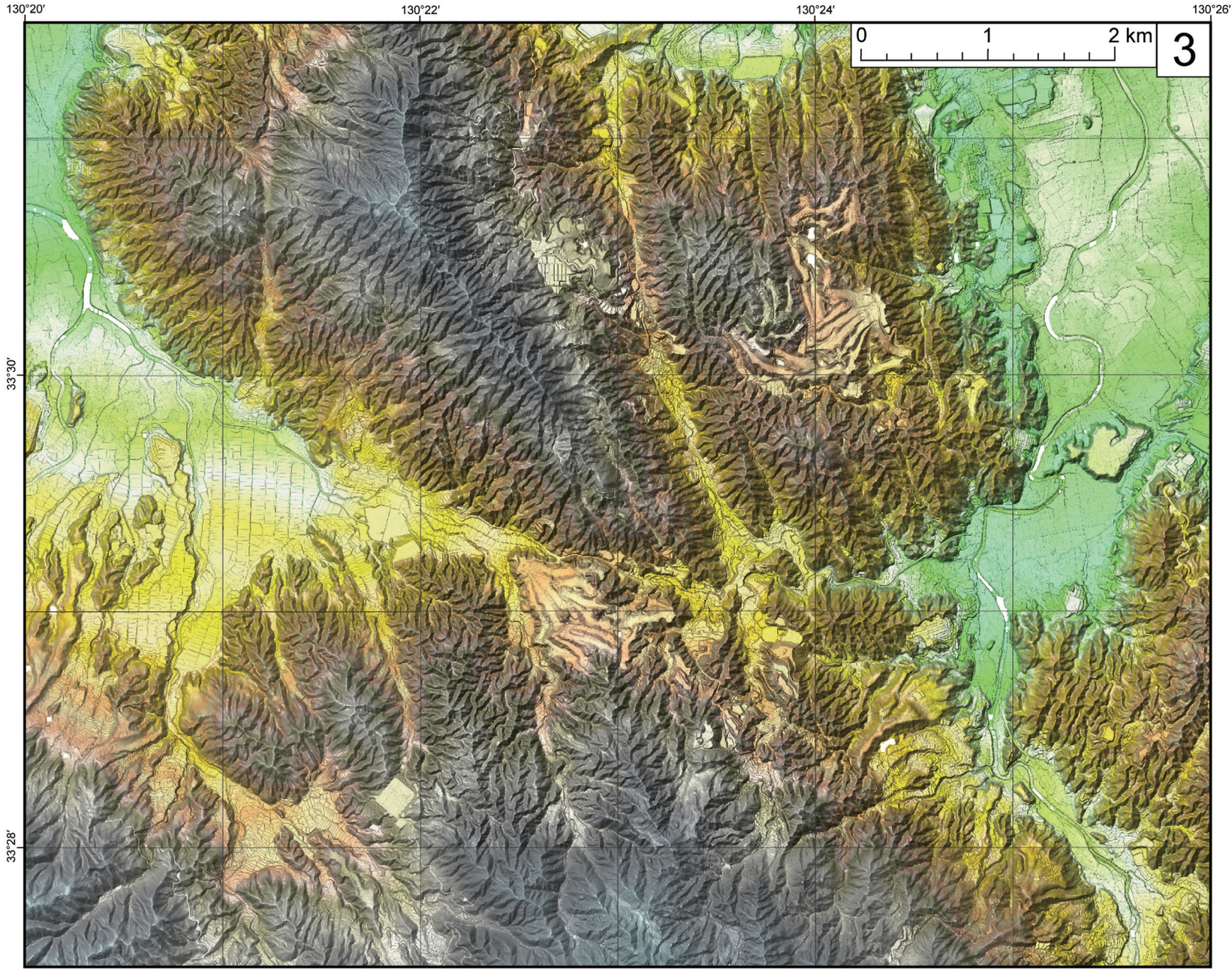


図 7　地形解析図 – その 3

1m メッシュ DTM から作成した微地形を強調するパターンのカラー段彩と陰影・傾斜量図を合成した．位置図は図 4 に示す．

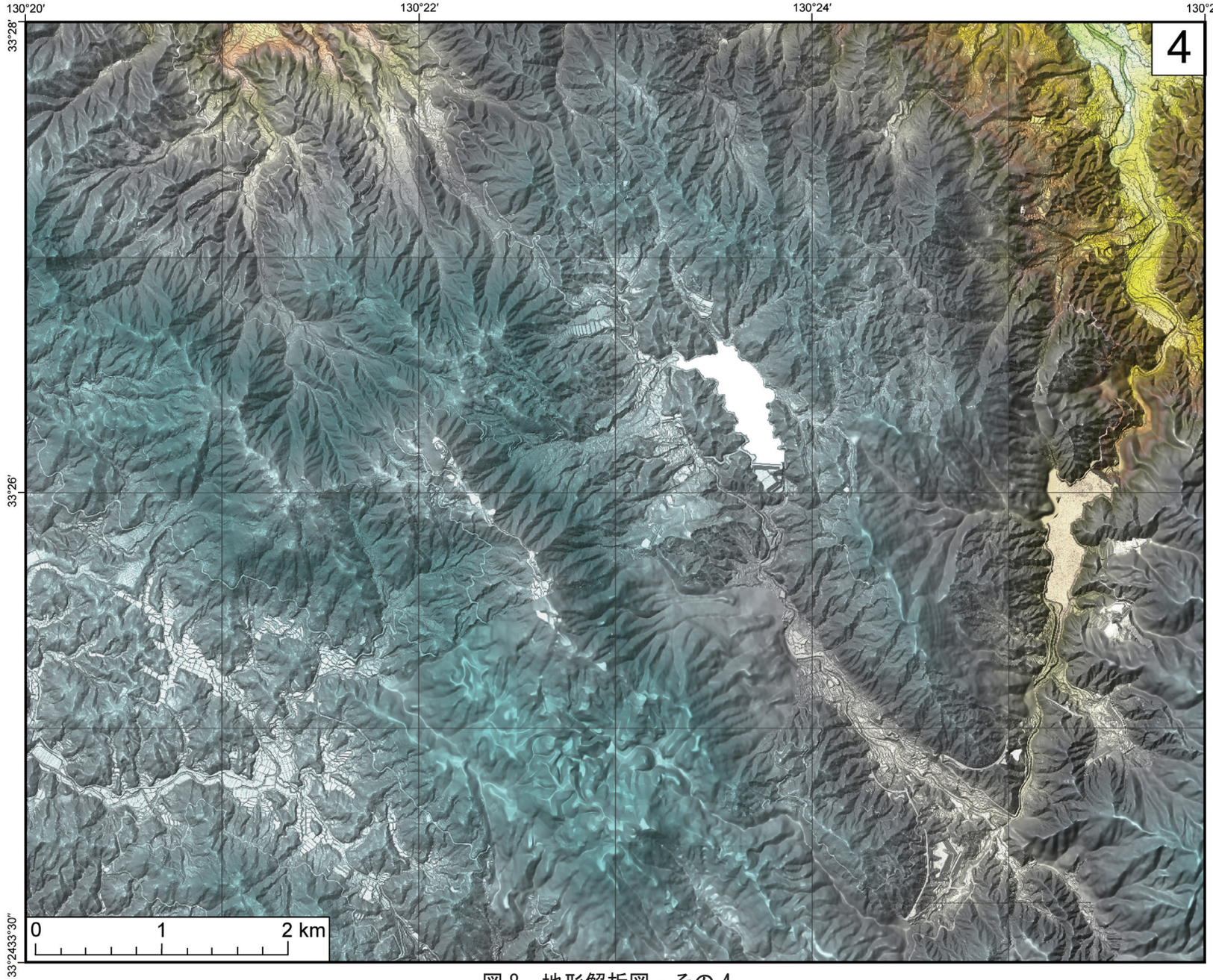


図 8　地形解析図－その 4

1m（一部は 5m および 10m）メッシュ DTM から作成した微地形を強調するパターンのカラー段彩と陰影・傾斜量図を合成した．位置図は図 4 に示す．

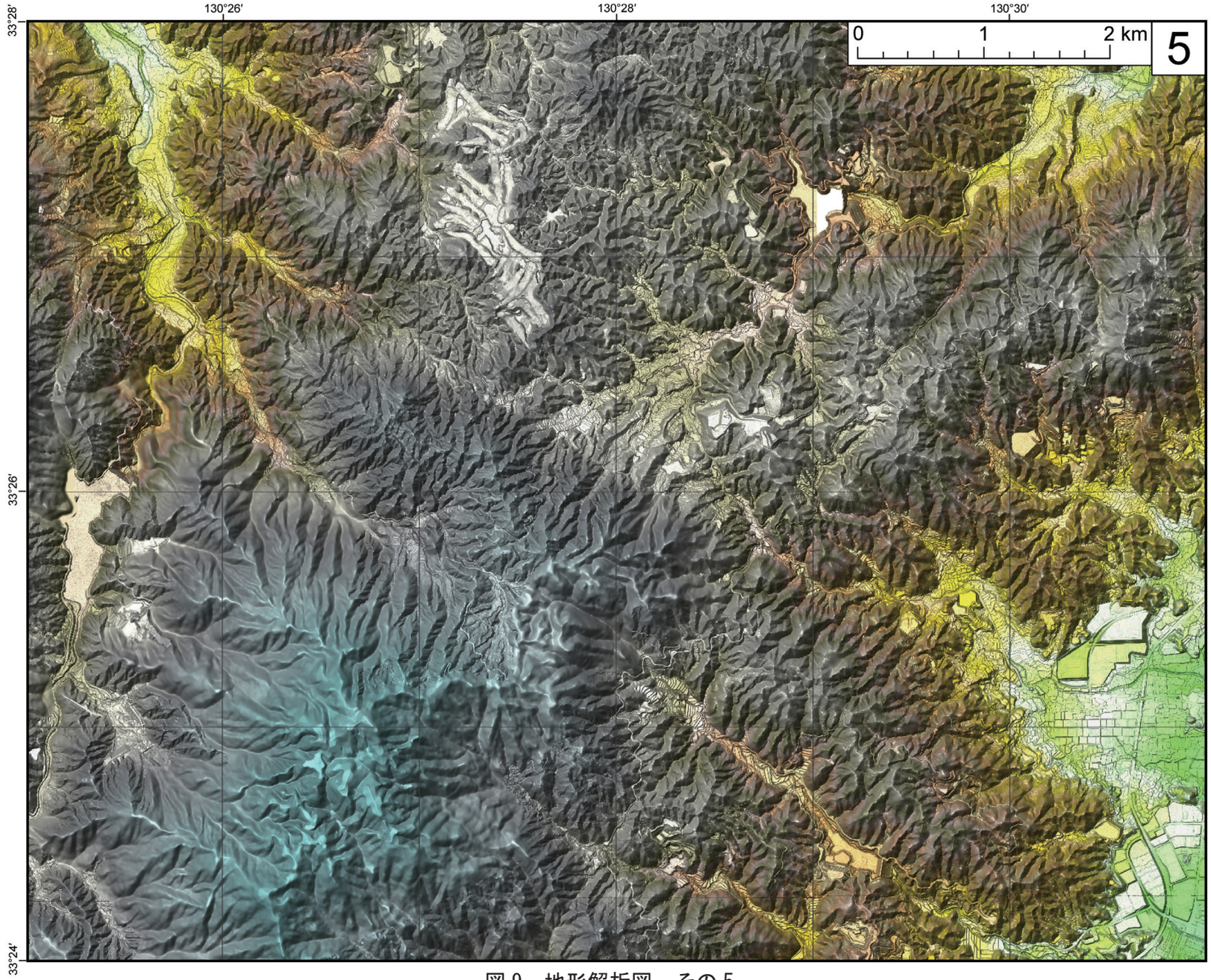


図 9　地形解析図－その 5

1m（一部は 5m および 10m）メッシュ DTM から作成した微地形を強調するパターンのカラー段彩と陰影・傾斜量図を合成した．位置図は図 4 に示す．

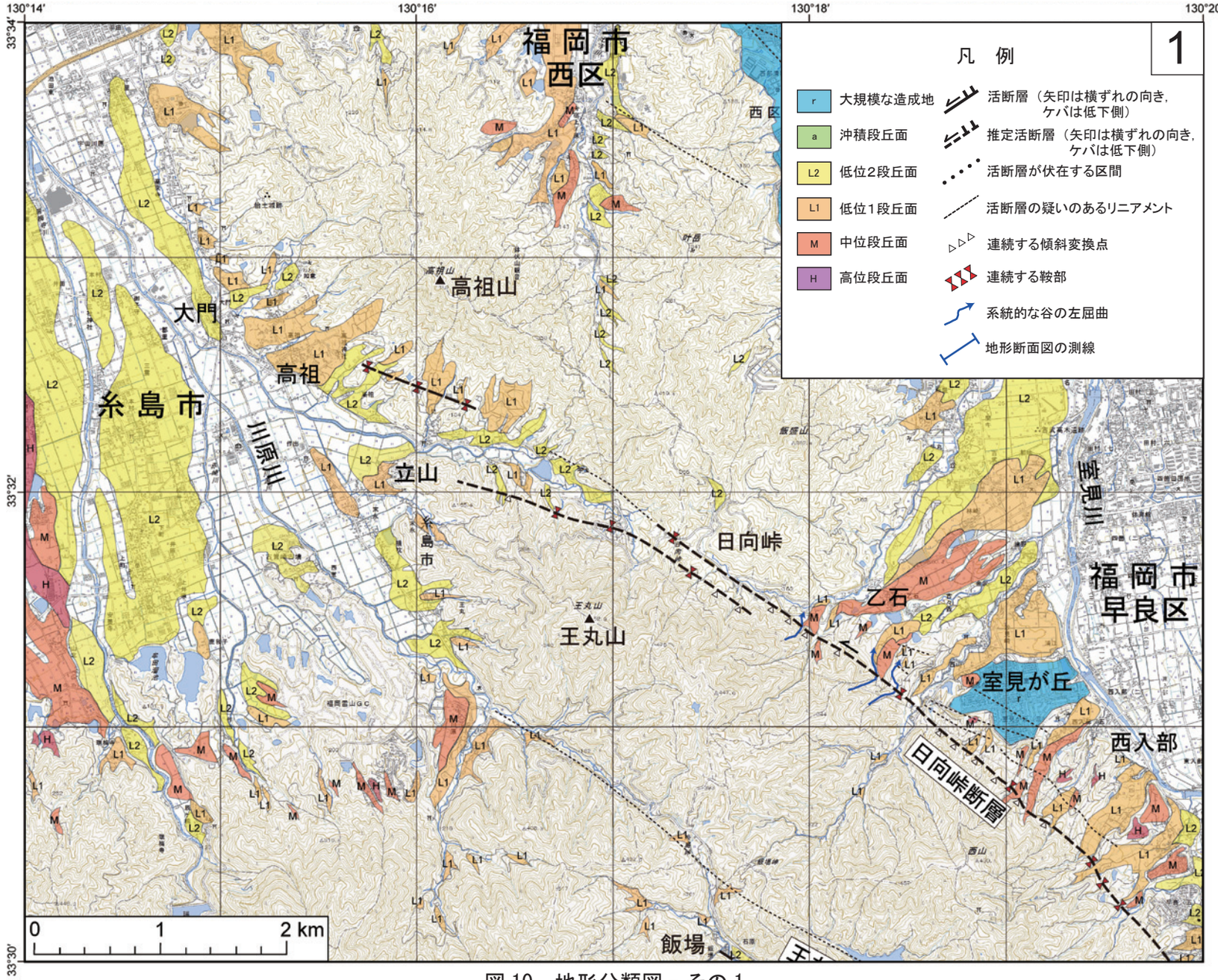


図 10　地形分類図 – その 1

位置図は図 4 に示す．基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用．

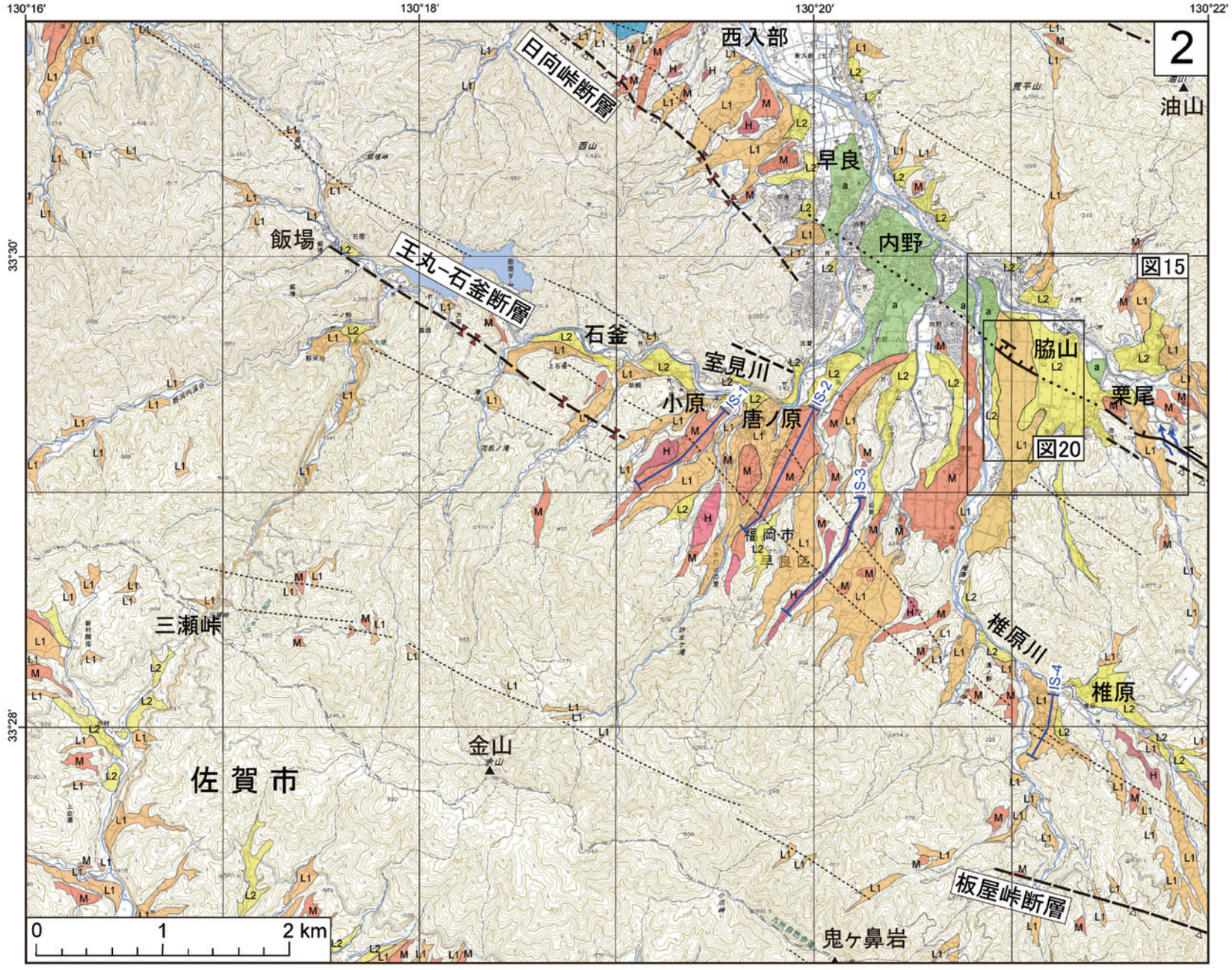


図 11　地形分類図 − その 2

位置図は図 4，凡例は図 10 に示す．基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用．

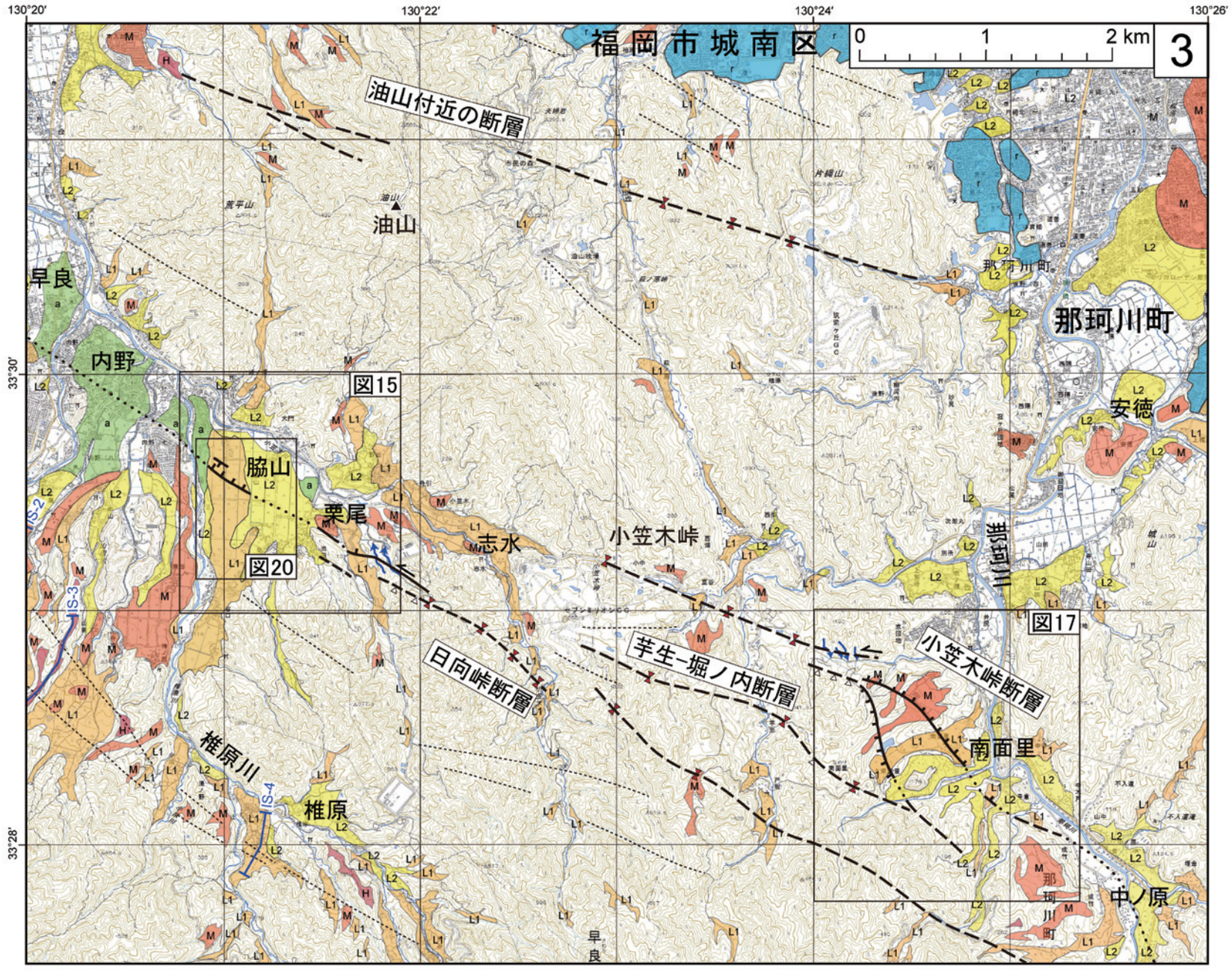


図 12　地形分類図 – その 3

位置図は図 4，凡例は図 10 に示す．基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用．

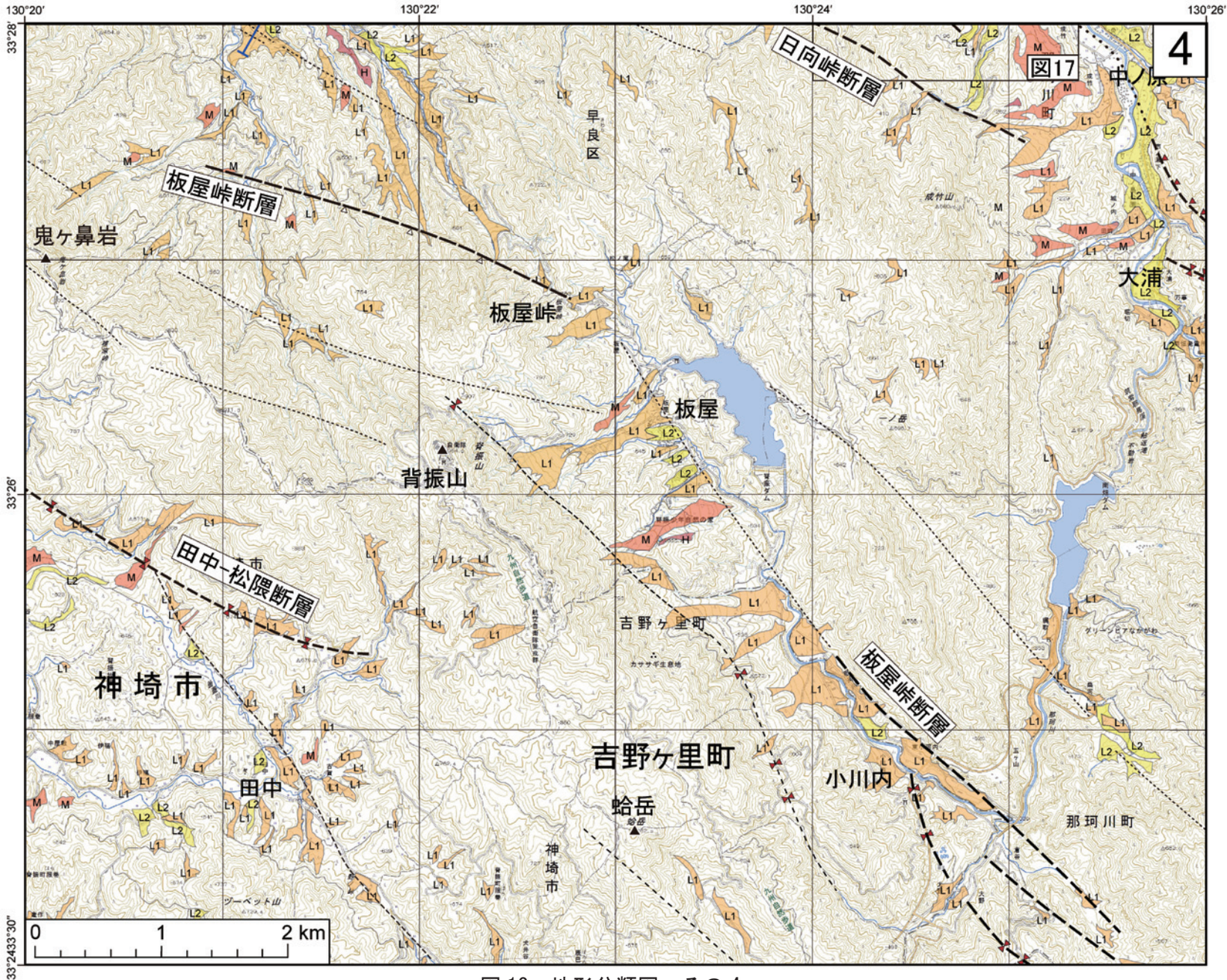


図 13　地形分類図 – その 4

位置図は図 4，凡例は図 10 に示す．基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用．

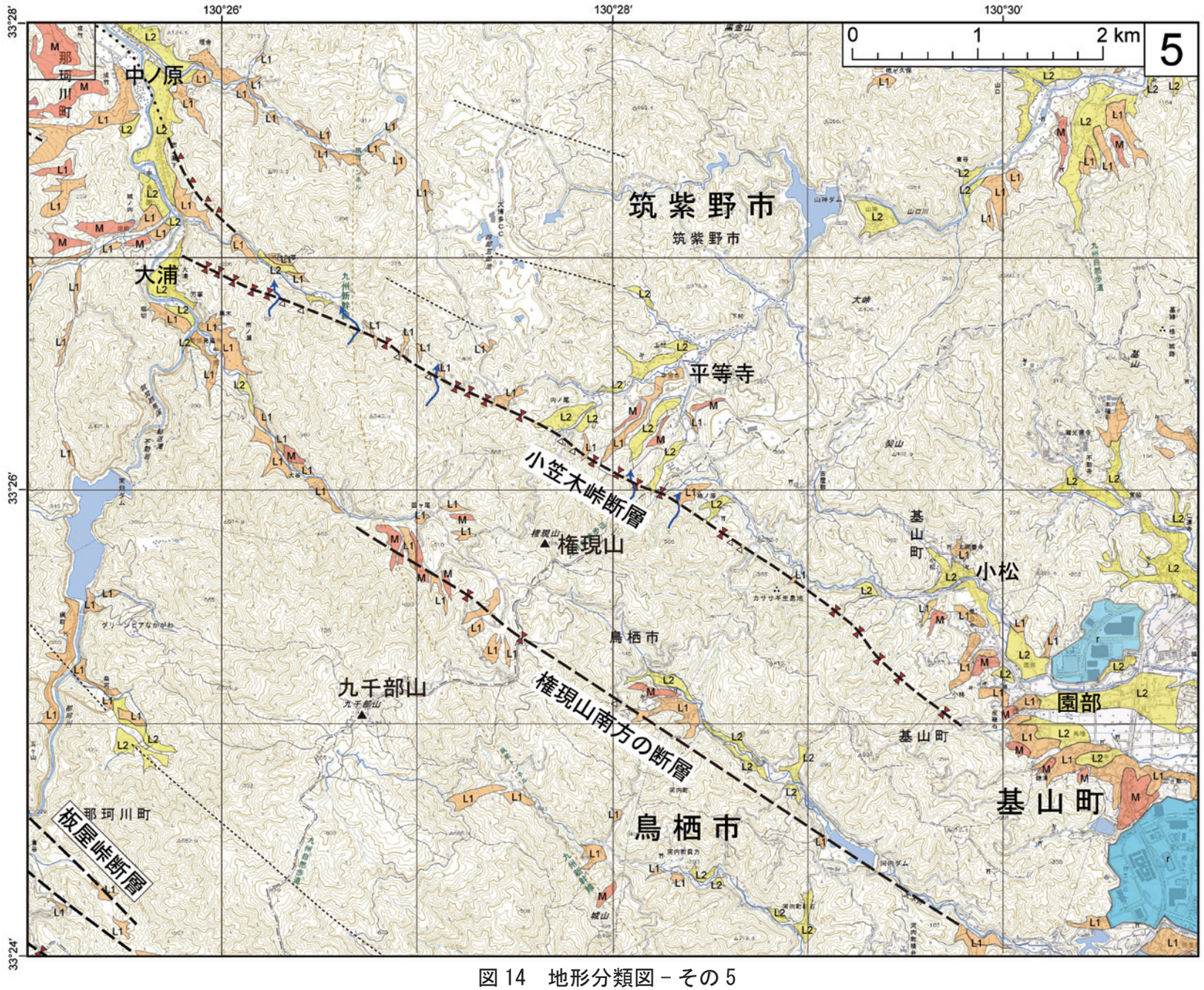


図 14　地形分類図 – その 5

位置図は図 4，凡例は図 10 に示す．基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用．

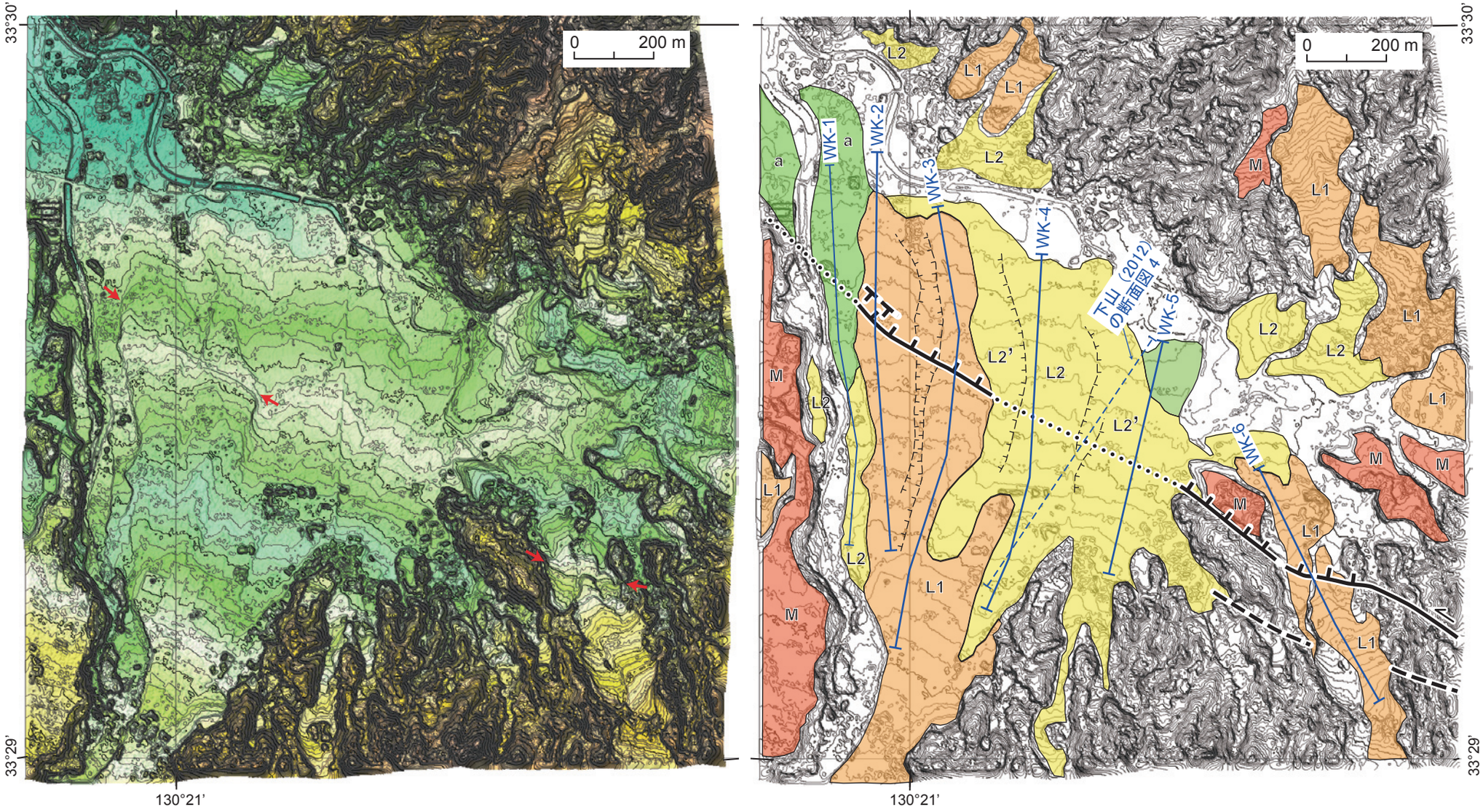


図 15　1974 年に撮影された空中写真に基づく脇山地区の詳細地形分類図

左：2m メッシュ DSM から作成した等高線地形解析図．矢印は変動地形に基づいた断層の位置．等高線間隔は 1m.

右：地形分類図．破線は断層が伏在している位置を示す．M：中位段丘面、L1：低位１段丘面、L2: 低位２段丘面．
L2’：低位２段丘面（下位面），a：沖積段丘面．細破線とケバは，段丘面上の小規模な浸食崖．等高線間隔は 2m.

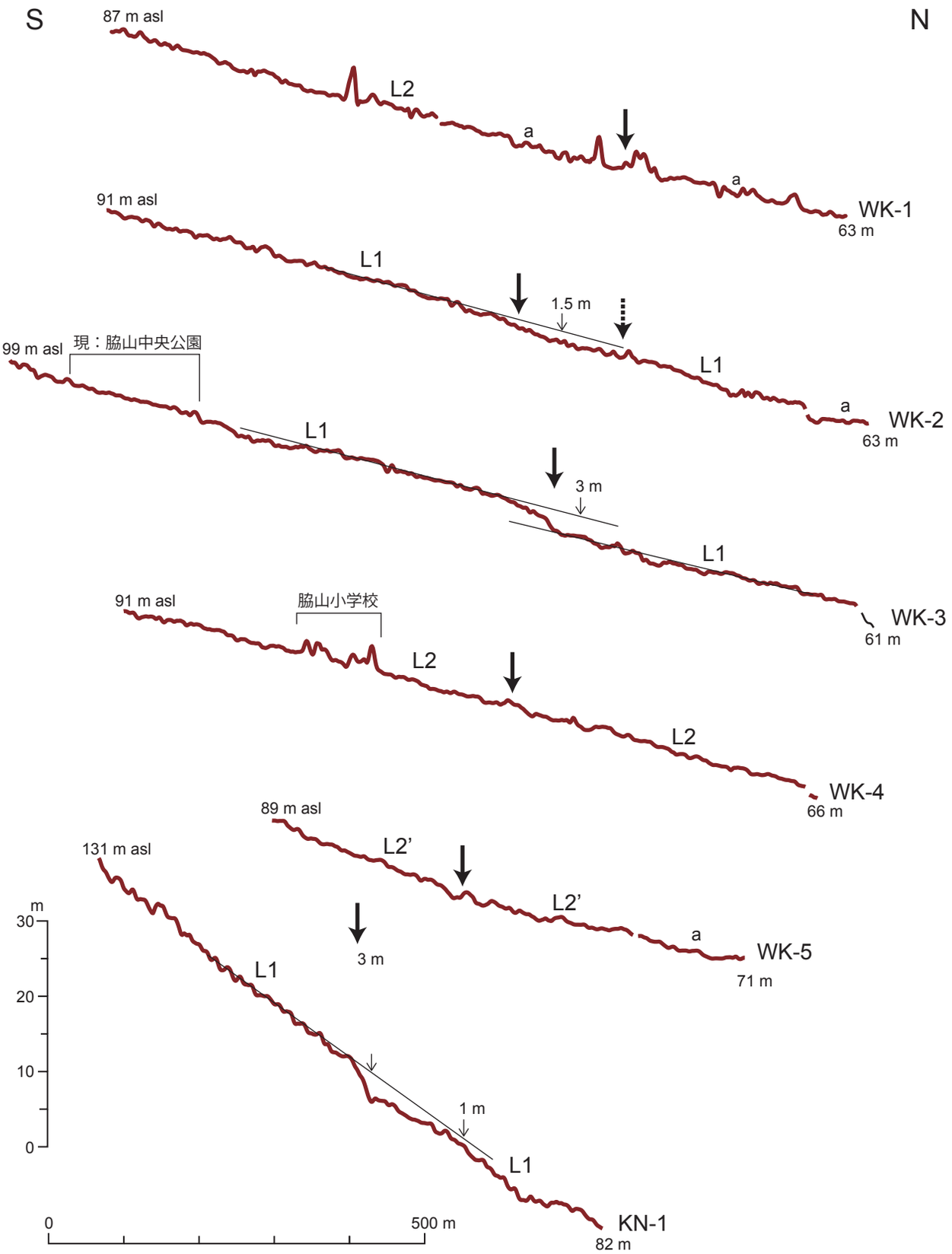


図 16　1974 年に撮影された空中写真に基づく脇山地区の地形断面図

断面図は 2m メッシュ DSM から作成した．測線の位置は図 15 に示す．段丘面の記号は図 15 と同じ．縦横比 10：１．

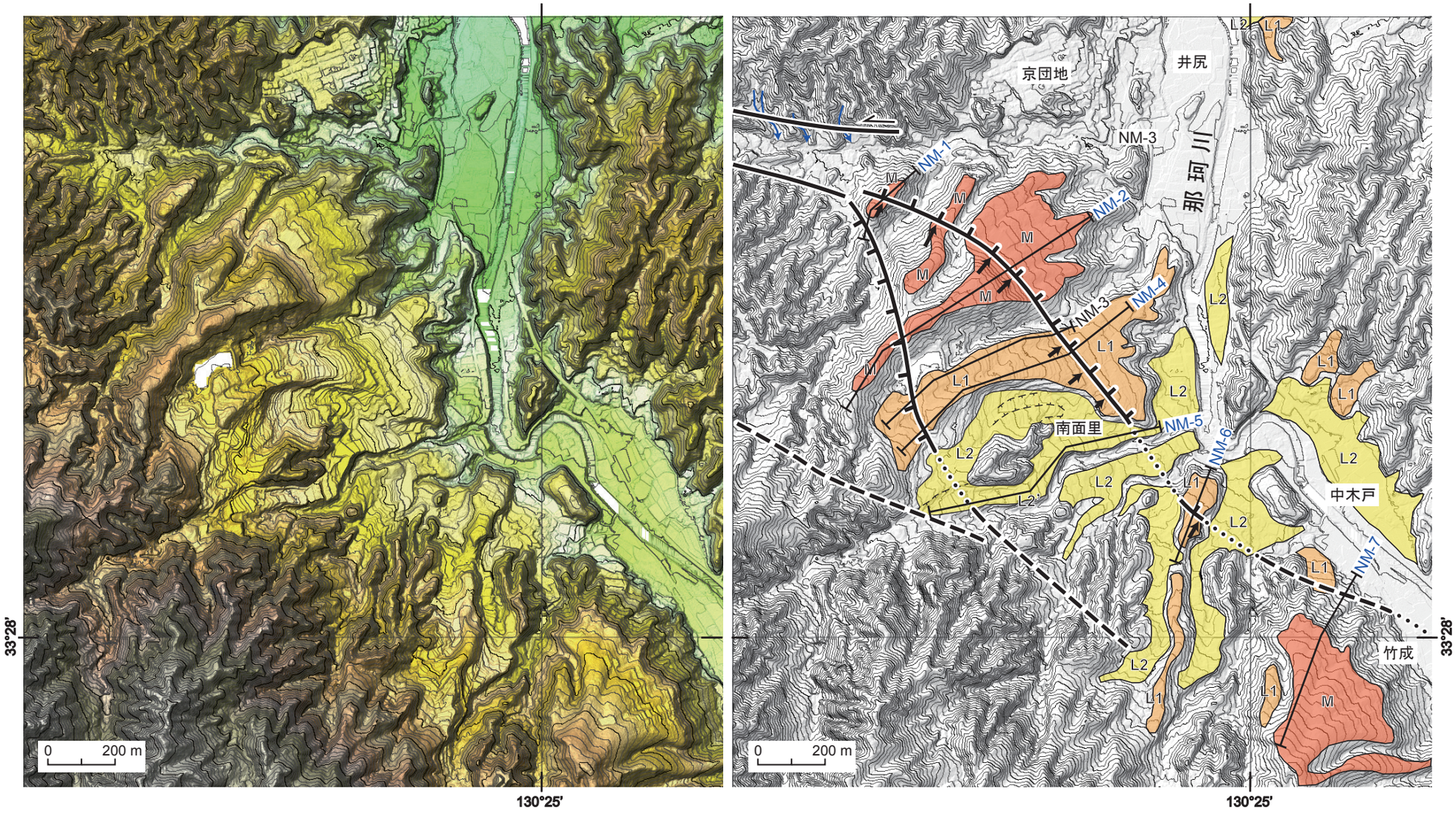


図 17　航空レーザ測量に基づく南面里地区の詳細地形分類図

左：2010 年に計測された 1m メッシュ DTM から作成した等高線地形解析図．等高線間隔は 5m.
右：地形分類図。破線は断層が伏在している位置を示す．M：中位段丘面，L1：低位１段丘面，L2: 低位２段丘面，
L2’：低位２段丘面（下位面），a：沖積段丘面．細破線とケバは，段丘面上の小規模な浸食崖．等高線間隔は 5m.

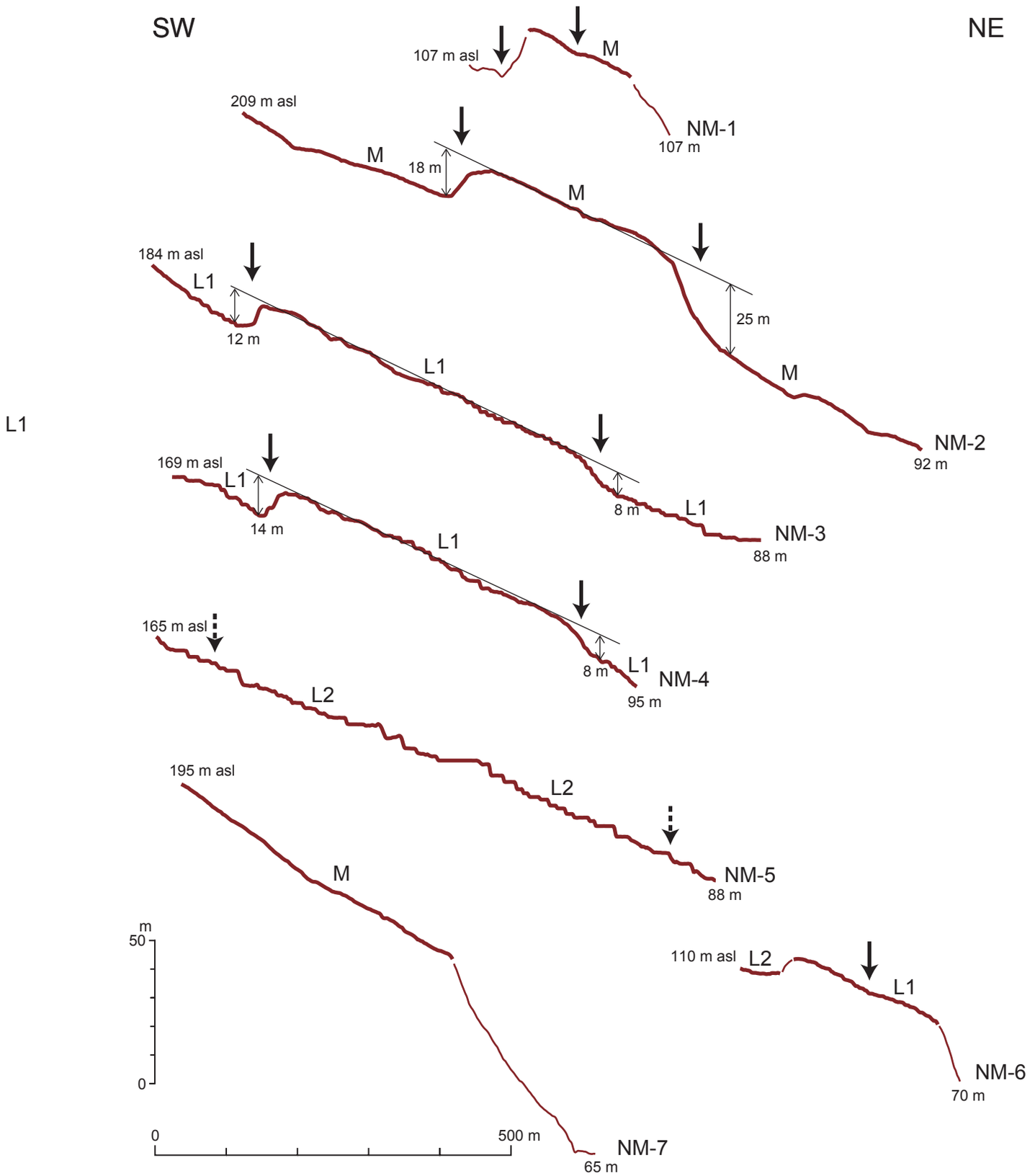


図 18　航空レーザ測量に基づく南面里地区の地形断面図

断面図は 1m メッシュ DTM から作成した．線の位置は図 17 に示す．段丘面の記号は図 15 と同じ．
矢印は変動地形から推定される断層の位置であり，破線は断層が伏在している位置を示す．
縦横比 10：１．

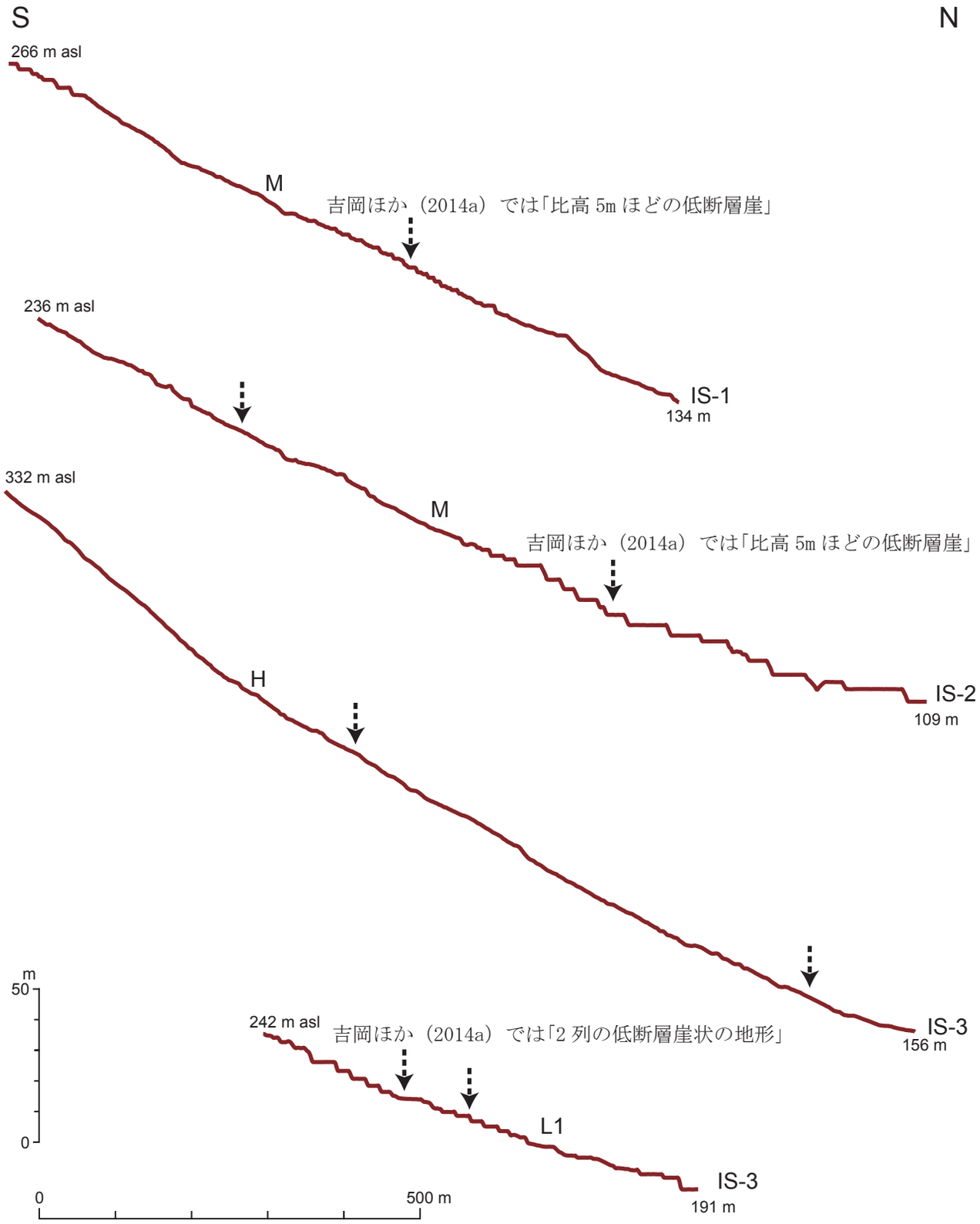


図 19　航空レーザ測量に基づく石釜地区の地形断面図

断面図は 1m メッシュ DTM から作成した．測線の位置は図 11 に示す．段丘面の記号は図 10 の凡例と同じ．破線の矢印は，吉岡ほか（2014a）による低断層崖および推定活断層の位置．
縦横比 4：1．

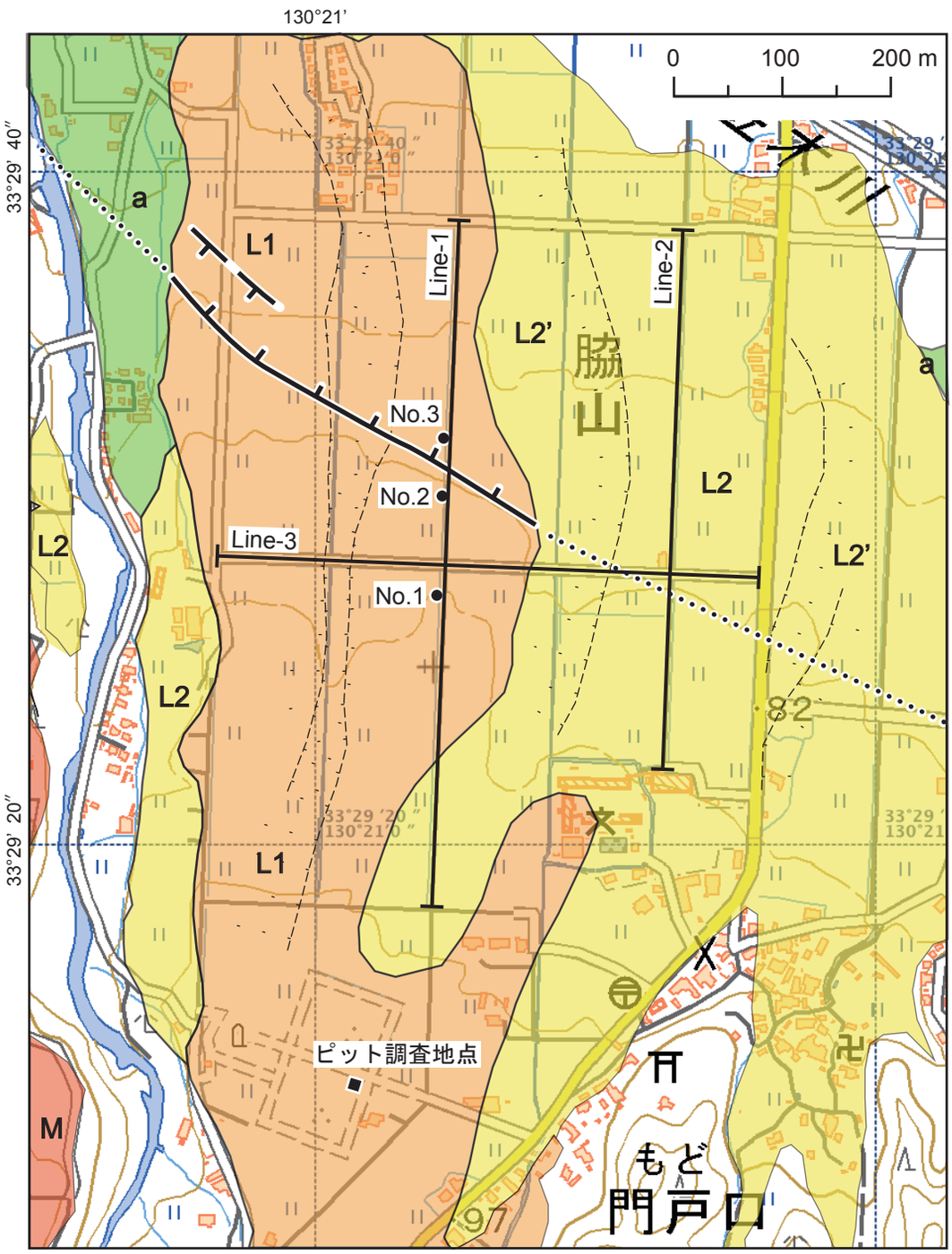


図 20　脇山地区におけるピット調査地点，地中レーダー探査測線
およびボーリング調査地点の位置図

地中レーダー探査測線は Line-1，2 および 3，ボーリング調査地点は No. 1，2 および 3．M：中位段丘面、L1：低位 1 段丘面、L2：低位 2 段丘面，L2’：低位 2 段丘面（下位面）．a：沖積段丘面．
基図は国土地理院の電子地形図 25000 を使用．

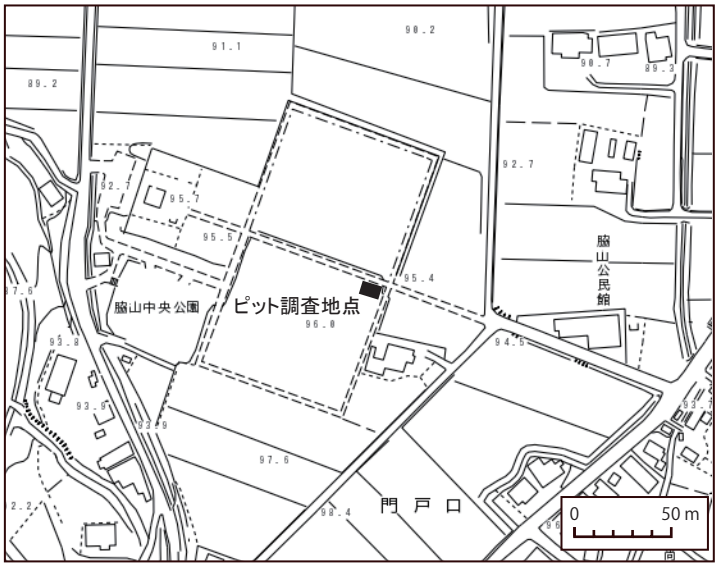


図 21　ピット調査地点の詳細位置図

基図は福岡市発行の都市計画基本図（1/2,500）を使用.

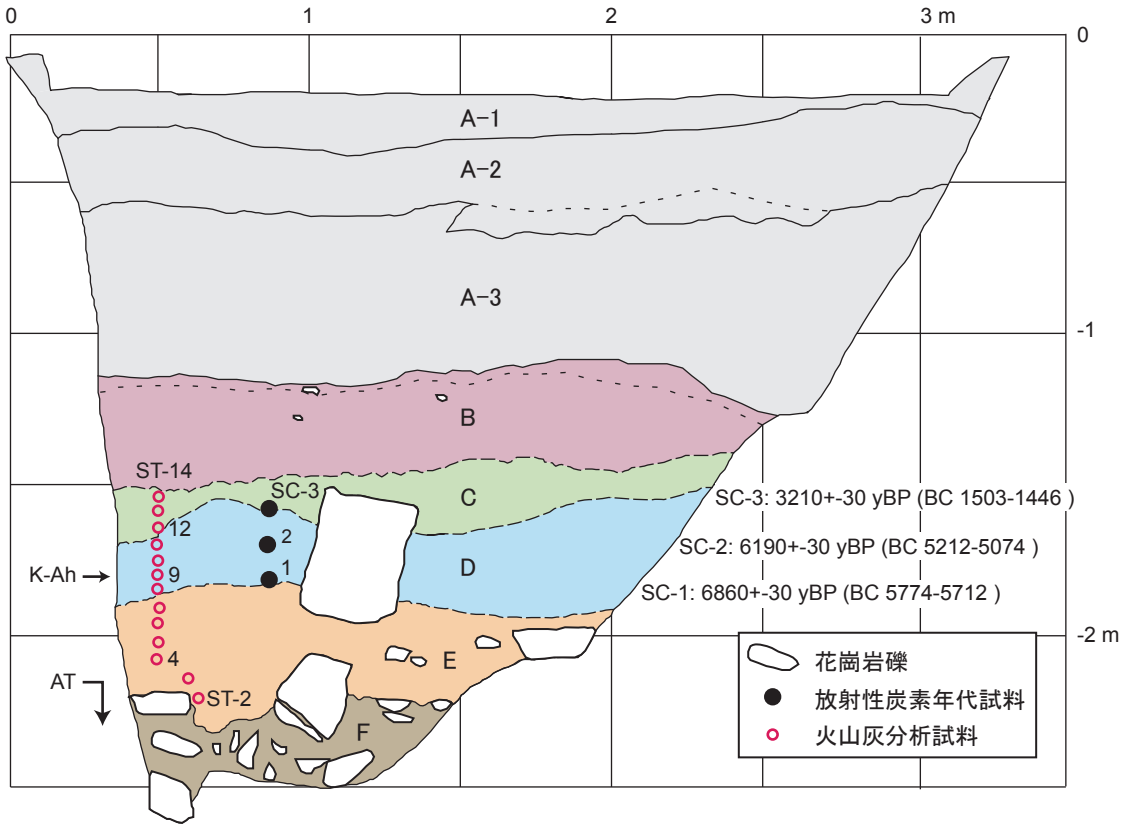


図 22　ピット南側壁面のスケッチ

K-Ah：鬼界アカホヤ火山灰（約7千3百年前）の降下層準，AT：姶良Tn火山灰（約2万8千年前）の降下層準．数字は放射性炭素年代．カッコ内は暦年較正値（68.2%の範囲）．壁面はほぼ鉛直.

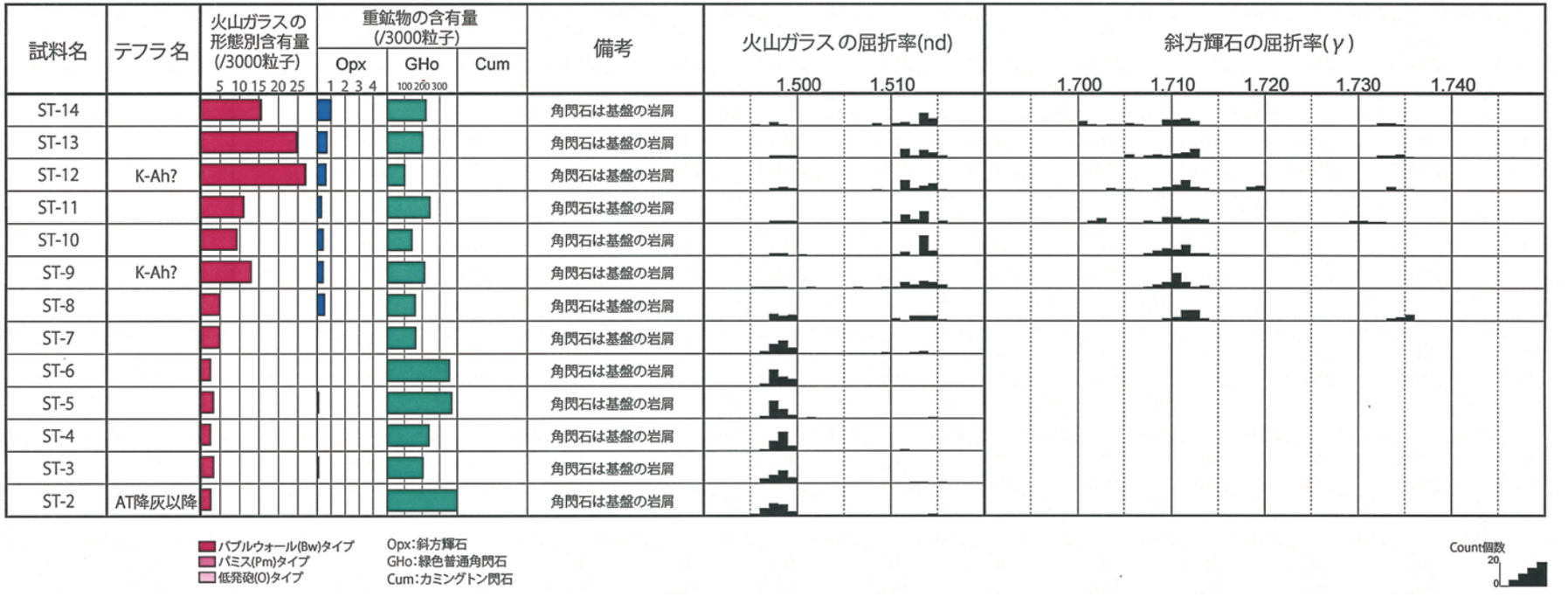


図 23　ピット南側壁面から採取した連続試料の火山灰分析結果

試料採取位置は図 22 に示す．分析は（株）古澤地質による．

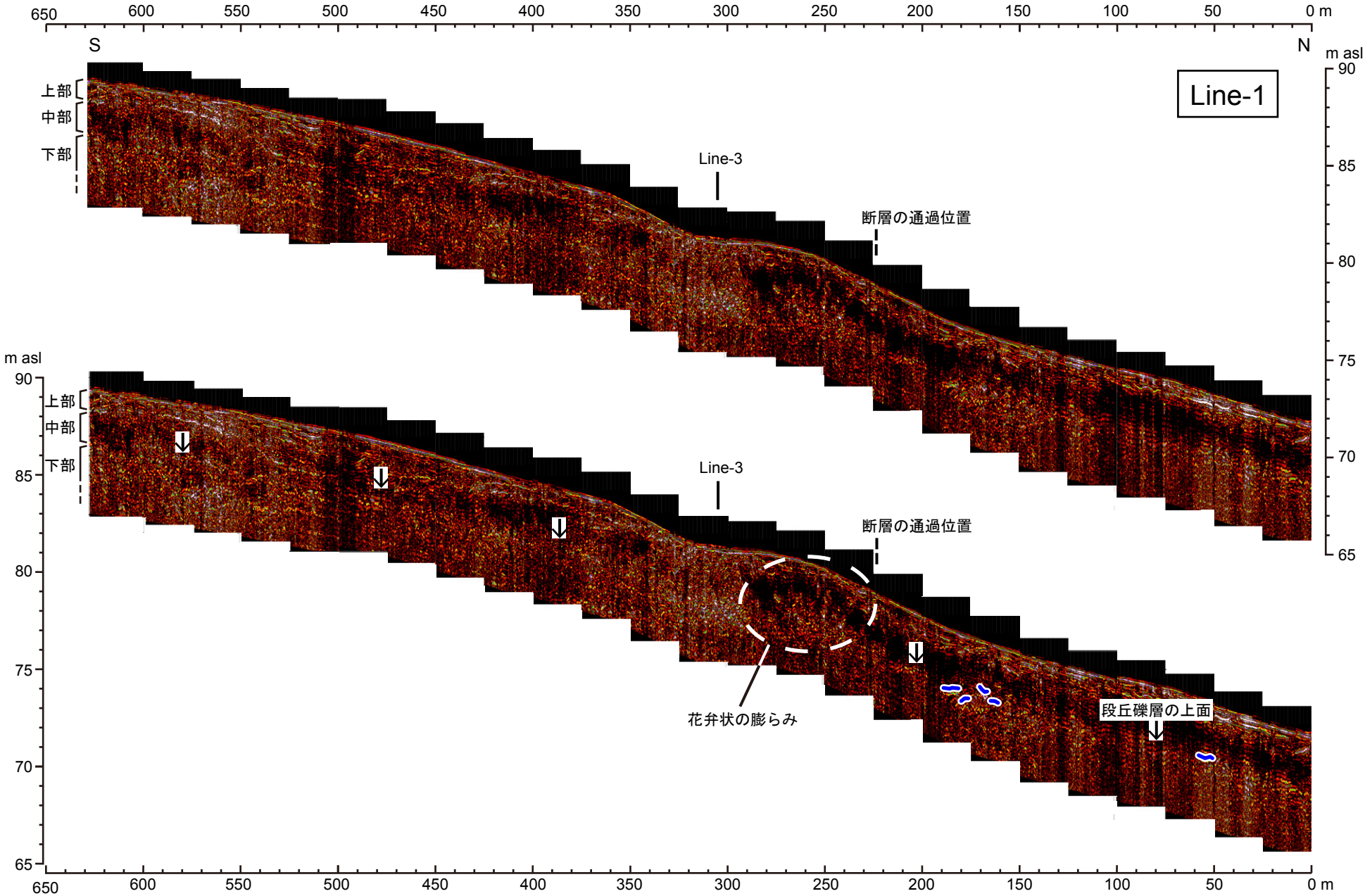


図24　脇山地区における地中レーダー探査の結果-Line-1測線

上：反射断面図．下：反射断面の地質解釈図．

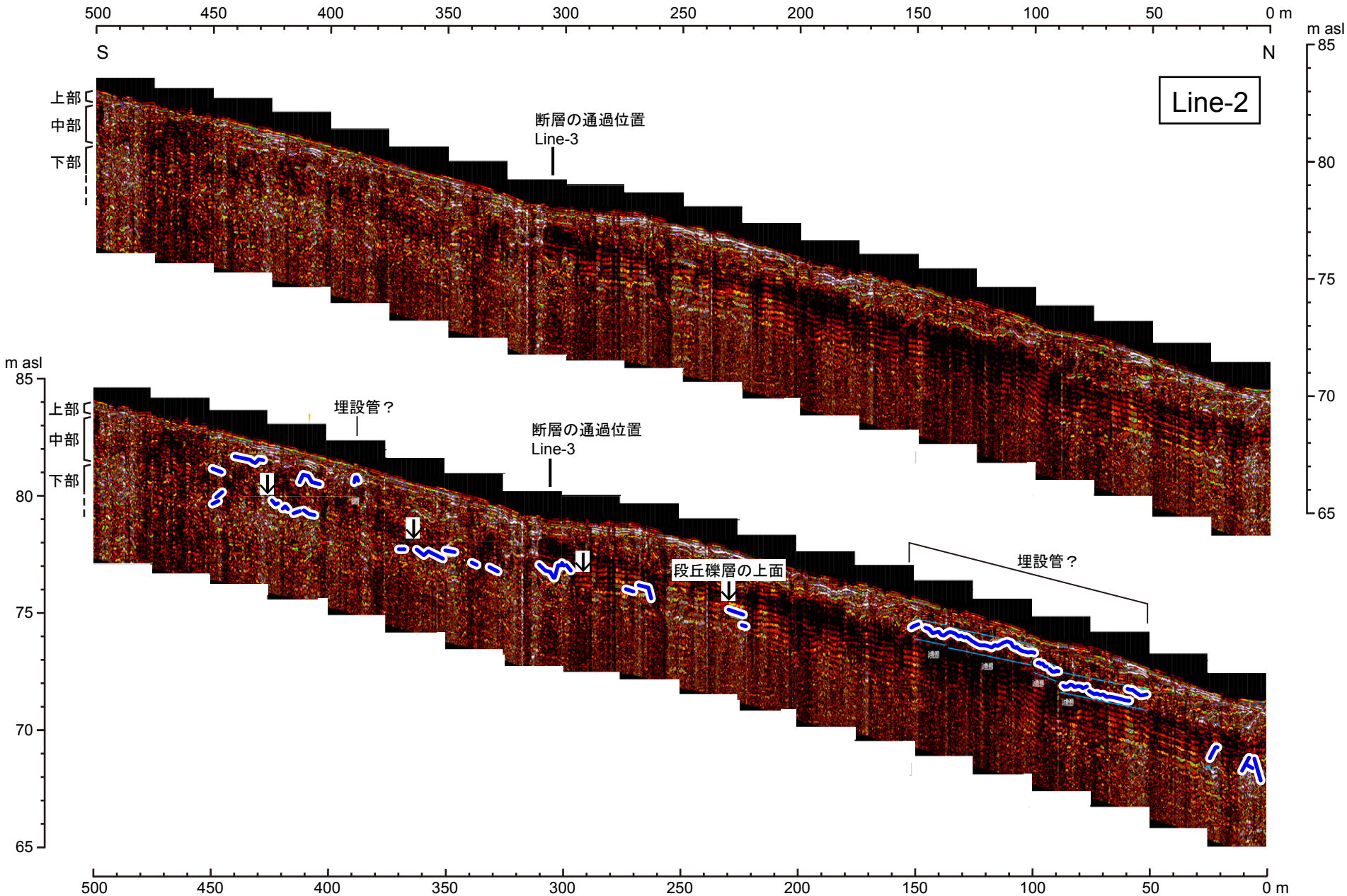


図25　脇山地区における地中レーダー探査の結果-Line-2測線

上：反射断面図．下：反射断面の地質解釈図．

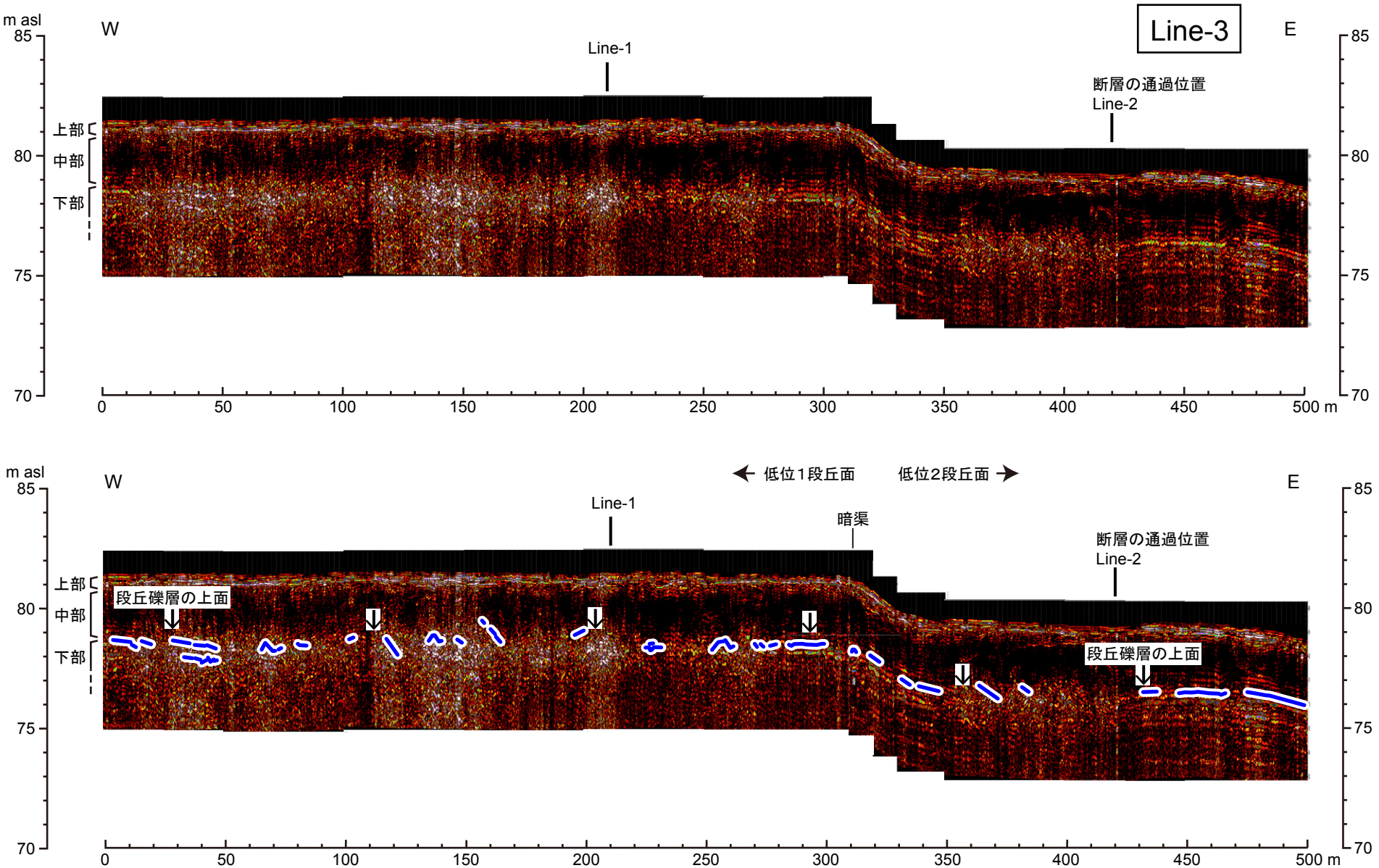


図26　脇山地区における地中レーダー探査の結果-Line-3測線

上：反射断面図．下：反射断面の地質解釈図．

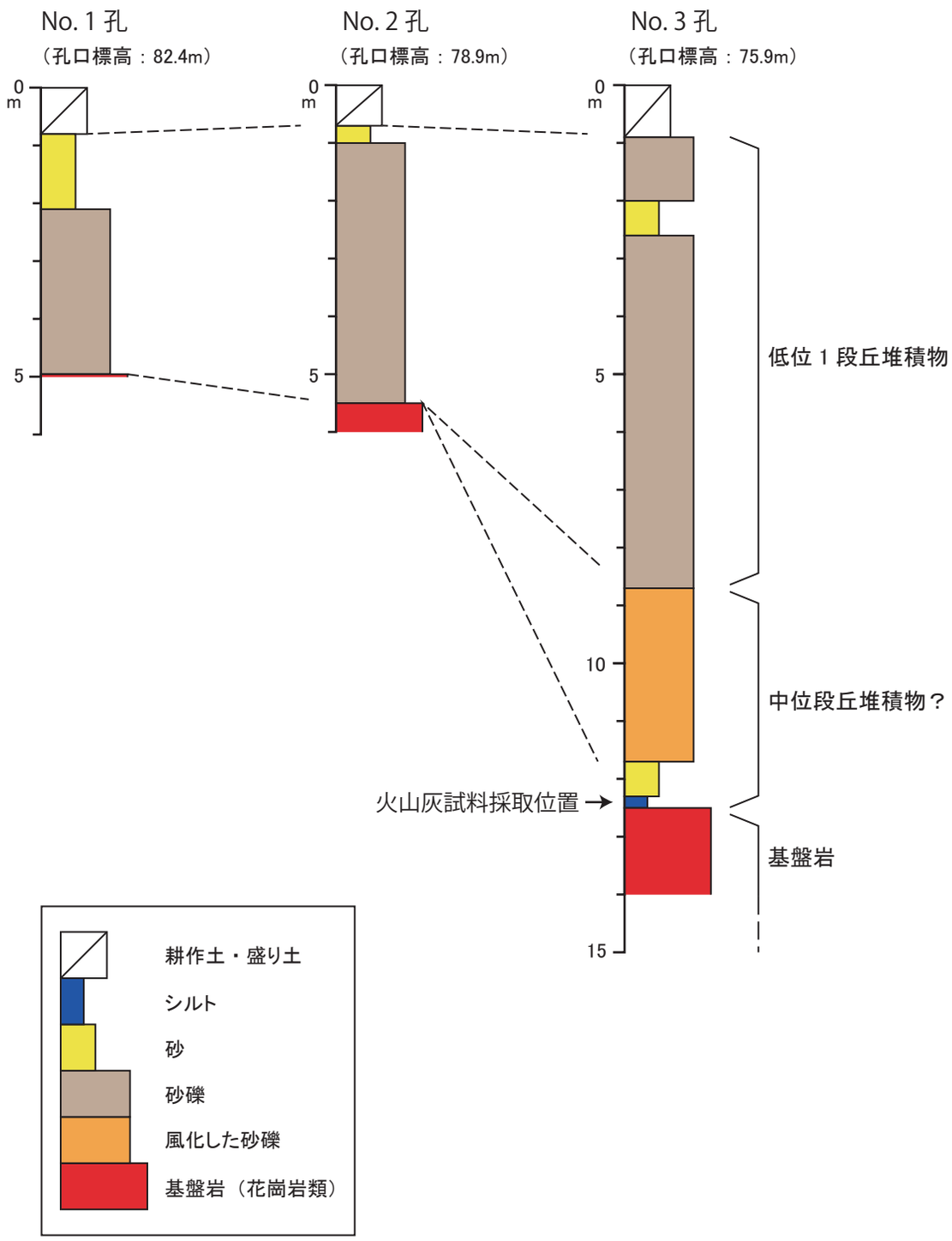


図 27　脇山地区におけるボーリング柱状図および対比図

ボーリング調査地点は図 20 に示す.

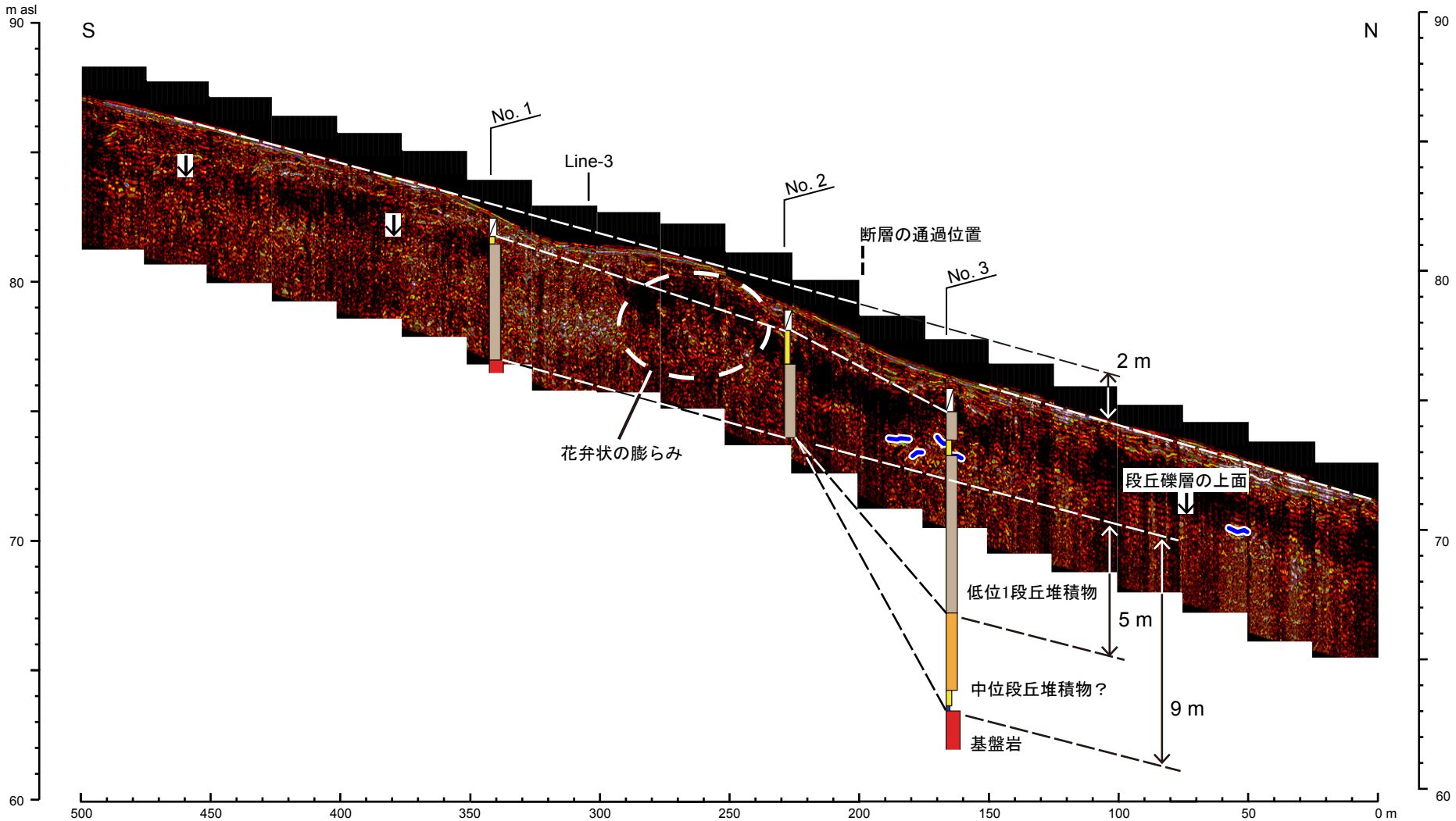


図28　Line-1測線における地中レーダー探査とボーリング調査から推定される地質構造