

東京大学大学院新領域創成科学研究科
環境学研究系自然環境学専攻地球海洋環境学分野

2010 年度

修士論文

掘削柱状試料と掘削同時検層データの統合による

熊野前弧海盆の貯留砂層の検出

**Detection of Sand Reservoir by Core-Log Integration
in the Kumano Forearc Basin**

2011 年 1 月 28 日 提出

2011 年 3 月 修了

指導教員 芦 寿一郎 准教授

096616 桜井 紀旭

1. はじめに	1
1.1 燃料資源貯留層としての砂層の役割 -地層流体の移動, 集積.化石燃料の産状と砂層の関係-	1
1.2 メタンハイドレートとは	1
1.3 南海トラフの地質構造とメタンハイドレート研究	2
1.4 資源探査における問題点～コア・検層統合解析の重要性～	2
1.5 研究目的	3
2. 実海域調査	3
2.1 調査概要: IODP Exp.314	3
2.2 調査概要: IODP Exp.315	4
3. 測定装置	4
3.1 孔内物理検層とは	4
3.2 IODP Exp.314 の掘削同時検層装置について	5
4. 測定原理	5
4.1 IODP Exp. 314 検層	5
4.2 掘削コア装置について IODP Exp.315	5
5. 掘削コアと掘削同時検層データの補正	7
5.1 手法	7
5.2 結果	7
6. 掘削コアと掘削同時検層データの統合解釈 (コア-ログ-インテグレーション)	7
6.1 コア観察	7
6.2 記載	8
6.3 コアとログの対比	10
7. LWD・自然ガンマ線・比抵抗データ解析による掘削孔 C0002A 全層準の砂層の厚さの復元	12
7.1 自然ガンマ線の解析手法	12
7.2 比抵抗の解析手法	13
7.3 解析結果	13

8. 議論	13
8.1 コアの詳細な観察から得た砂の情報	13
8.2 コア-ログ-インテグレーションの解釈	14
8.3 砂の最終的な見積もり	15
9. まとめ	19
10. 参考文献	20
11. 謝辞	22

1. はじめに

1.1 燃料資源貯留層としての砂層の役割 -地層流体の移動, 集積, 化石燃料の産状と砂層の関係-

大陸, 島弧縁辺には陸源性の碎屑物が斜面域に多く供給されており, 場所により不安定な斜面を覆っている. 海底斜面の崩壊により土砂を含んだ通常の海水より高い密度の水が形成されることで重力流となり重力に従い斜面の下方に向かう. 移動をした後, 重力流は勢いを失い堆積層を形成する. このうち, 比較的低密度の流体による堆積物としてタービダイトがあり, Bouma sequence (Bouma, 1962) と呼ばれる堆積構造を示す. 一方, 高密度の流体では水中土石流堆積物が形成される. タービダイトは砂を含んだ粗粒堆積物であり, このような堆積物は通常, 斜面下方の深海の平坦面に堆積される. 深海は通常時は, 半遠洋性~遠洋性の泥がたまる場所であるためタービダイト等の堆積物が泥と泥の間に挟まれて堆積する. つまり, 重力流は深海に砂を供給する役割を担っていることになる. 芦 (1997) によるとガスを含む地層流体は一般的に透水性の高い粗粒堆積物の層や断層などの亀裂, ダイアピル, あるいは不整合面などに沿って移動するという傾向が知られている. このように砂層は石油・天然ガス, および以下で述べるメタンハイドレート等の燃料資源貯留層としての役割を担っていると考えられる.

1.2 メタンハイドレートとは

メタンハイドレートとは, 水分子が水素結合によって作る籠状の構造の中にメタン分子が取り込まれた水和物であり, 低温高圧下で安定な固体である (Kvenvolden, 1993). 全球的なメタンの貯蔵量は炭素量で全海洋の溶存炭素量の 3 分の 1, 大気二酸化炭素の 20 倍にも達すると見積もられている (Kvenvolden, 1988). Goldberg et al. (2000) によれば, メタンハイドレート賦存層の比抵抗値は $1.5 \Omega\text{m}$ から $175 \Omega\text{m}$, 塊状のものだと $150 \Omega\text{m}$ から $200 \Omega\text{m}$ とされており, メタンハイドレートを含まない堆積層の比抵抗値 ($1 \Omega\text{m}$ 程度) とは大きく異なる. メタンハイドレートは低温・高圧下で存在するため, メタンハイドレートの構造を維持するためには, 陸上の永久凍土(例: カナダ)地下数 100 m~1000 m や世界中の大陸棚縁辺部の水深約 1000 m~2000 m 付近の海底数 100 m までの環境が必要である.

日本周辺では南海トラフ, 下北沖, 佐渡沖において分布が確認されている. また, メタンハイドレートの存在量はフリーガスも含めて 7.35 兆 m^3 (佐藤ほか, 1996) とされる. 日本はエネルギー資源が乏しく, 海外からの輸入に頼らざるを得ない. そのため, メタンハイドレートは新たなエネルギー資源として期待されている (Kvenvolden, 1993). 一方では, メタンガスは温室効果ガスの一種であるため, メタンハイドレートの分解が地球温暖化に与える影響も注目されている.

1.3 南海トラフの地質構造とメタンハイドレート研究

南海トラフはフィリピン海プレートがユーラシアプレート下に沈み込むプレート境界に位置し、沈み込む速度は年間4cmと見積もられている(Seno et al., 1993).本研究では熊野沖に位置する熊野海盆南縁域を対象とした.本研究海域を図 1-1 に示す.南海トラフは東海沖から日向灘までの広い海域において海底疑似反射面 (BSR: Bottom Simulating Reflector) が分布していることが基礎調査をもとに報告されてきた(石油公団, 1984).

メタンハイドレートは岩相や地質の構造による透水性の多様性に応じて様々なスケールで不均質に分布することが明らかになっており、岩相が不均質な堆積層においてメタンハイドレートは粗粒堆積物に濃集することが知られている(Weinberger et al., 2005; Su et al., 2006; Kraemer et al., 2000; Ginsberg et al., 2000).メタンハイドレートを構成するメタンの発生源の有機物は、河川などから運ばれてきた陸源性の堆積物の寄与が大きいとされる.南海トラフは頻繁に大きな地震が発生しているため海底地滑りとなって粗粒堆積物が堆積物重力流として深海まで運ばれると考えられる.メタンハイドレートの生成様式は集中型高供給(focused high flux)と分散型低供給(distributed low flux)によって説明できる(Trehu et al., 2006).集中型高供給は大量の堆積物から供給されるメタンを含む流体が、特定の通路に沿って長距離を上昇しながら濃集し、塊状ハイドレートが海底付近で生成される.一方、分散型低供給は現地性微生物起源のメタン、または拡散による流体移動に伴う少量のメタンが供給され、分散した分布のメタンハイドレートが生成される(Trehu et al., 2006).基礎試錐「南海トラフ」や基礎物理探査によって東部南海トラフ海域のメタンハイドレートはタービダイト砂泥互層の砂層に腑存する集中型高供給が主体であり、メタンハイドレート濃集帯の存在が明らかになっている (田中, 2003) .

最近では南海トラフにおいて未固結タービダイト層がガスの移動経路として機能しうることから、タービダイト層の空間分布がメタンハイドレートの集まりやすい特性を強く支配していることが推定されている(斎藤ほか., 2010).

1.4 資源探査における問題点～コア・検層統合解析の重要性～

資源探査には反射法地震探査、電磁気探査、掘削による堆積物柱状試料 (コア試料) の採取、物理検層(LWD: Logging-While-Drilling)などが主に用いられてきた.反射法地震探査は海底下の構造を音響インピーダンスの強弱として、数 m～数 100m オーダーであらわすことができる.特に南海トラフにおいては数多くの探査が行われており、例えば,Ashi et al. (2002)や Baba and Yamada (2004)では南海トラフのガスハイドレート BSR の分布をまとめている.電磁気探査は海底下の比抵抗を計測することで資源探査に用いられている.例えば桜井ほか(2009)、後藤ほか(2010)では南海トラフにおいて海底電磁気探査を行っている.掘削は海底下の堆積物をコア試料として採取することのできる手法であるが、物理検層は海底下の岩相の情報をコア採取することなく知ることのできる手法である.

特に、海底下のメタンハイドレート分布調査の場合、反射法地震探査を用いることが多い。例えば海洋のメタンハイドレート調査ではその分布の基底に発達する、海底面にほぼ平行な BSR が有効な探査目標となる（松本, 1996）。しかし、反射法地震探査では下限深度の決定に有効であるものの、それ以外の情報の取得が簡単ではなく、反射法地震探査のみでメタンハイドレートの推定を行うことは難しい。また、BSR が認められない海域でも相当量のメタンハイドレートの存在が示唆されている場合もある（Paull *et al.*, 2000）。メタンハイドレートが存在していてもフリーガスを伴わない場合には BSR は認められない。逆に BSR が存在していてもメタンハイドレートが確認できなかった例もある（棚橋, 2002）。

反射法地震探査において、地下構造の正確な形状を知るためには地震波速度解析が欠かせない。しかし、メタンハイドレートやメタンガスの存在により地震波反射面が不明瞭になると（ブランキングと呼ばれる）、地震波速度解析の誤差は大きくなることが予想される。掘削によりコア試料を採取できれば堆積層の岩相を直接把握することができる。地震波速度解析に採取したコア試料の情報をを用いることで、解析精度を向上させることができる。期待できる。しかし、コア試料は砂層の回収率が泥層に比べて著しく低いことがあるため、砂の量を過小評価しがちである。一方、計測機器で各種物理特性データを取得する検層は、孔壁周辺の情報が連続的に得られる点で優れている。従って、コア試料と検層データを併せて用いることで、より詳細に砂層の厚さを求めることができる。資源探査を行う場合、調査対象物に対して敏感な物理現象を利用した物理探査法を適正に選択し、組み合わせて利用する必要がある。これはメタンハイドレート調査に限ったことではなく、石油・天然ガスなどの海底下の調査全般に言えることである。

1.5 研究目的

本研究では物理検層ツールの自然ガンマ線検層、電気比抵抗値などを用いて砂層、泥層の判別を行う手法を確立する。また、掘削柱状試料（コア試料）の詳細な観察を行い、物理検層データとコア試料の比較により地層 1 枚 1 枚について各種データをメートル以下のスケールで詳細に比較・解析する。

特に海洋掘削においては、十分なコア回収率が期待できないため、物理検層データとコア試料の比較が困難な場合が多い。本研究では地層中の砂層を推定する方法を確立することで、メタンハイドレートや天然ガス、石油といった化石燃料の検出精度の向上に寄与することを目指す。

2. 実海域調査

2.1 調査概要: IODP Exp.314

IODP Exp.314 は地球深部探査船「ちきゅう」により、2007 年 9 月 21 日から 11 月 15 日まで統合国際深海掘削計画（IODP）の第 314 次航海（Exp. 314）調査が行われた。調査地点は

紀伊半島南東沖の熊野トラフ南縁である（図 1-1）。IODP Exp.314 掘削孔 C0002 は北緯 33°18.0′, 東経 136°38.2′ に位置し水深は 970m である。掘削時同時検層（LWD: Logging-While-Drilling）の孔は 1,401.5m となっている。ここでは層厚約 935m の海盆堆積層と付加体を貫く掘削同時検層が実施され、深度方向に連続した高品質の物理検層データが得られている。掘削孔は C0001 から C0006 までである。本研究では、砂泥互層が連続的に発達する C0002 を研究対象とした。Site C0002 を含む熊野海盆南縁域を選択した理由は反射法地震探査により海盆内の成層構造が明瞭にイメージングされており、断層等による層序の不連続が見られないため（図 2-1）、詳細な比較ができると考えたためである。掘削点 C0002 では LWD 計測とコア試料採取が行われた（図 2-2）。LWD 計測からは自然ガンマ線、比抵抗、密度、間隙率（岩石あるいは堆積物の体積に占める隙間の割合）、P 波速度、孔径、抗壁比抵抗イメージ等の高品質のデータが得られた。

2.2 調査概要: IODP Exp.315

IODP Exp.314 同様、地球深部探査船「ちきゅう」により 2007 年 11 月 16 日から 12 月 18 日まで第 315 次航海（Exp. 315）が行われた。調査地点は IODP Exp. 314 と同じである。IODP Exp. 315 掘削孔 C0002 は北緯 33°18.0′, 東経 136°38.0′ である。海底下約 1,000m 程度までの試料採取が行われた。

3. 測定装置

3.1 孔内物理検層とは

孔内物理検層とは、ワイヤーラインケーブルに吊るした状態(Wireline logging)または、掘削時のドリルパイプの一部として組み込んだ状態(Logging While Drilling)の測定器（検層ツール；Logging Tools）を孔内に降下し、孔井周辺の地層の物性（例えば、比抵抗、密度、孔隙率、弾性波伝搬速度など）を深度に対して連続的に計測する技術である。科学掘削では、欠落の無い完全な状態のコア試料を採取することは常に最重要かつ最難関の目標である。しかし、非常に軟弱な地層や激しく破碎された地層などでは、完全な状態のコア試料を採取することは非常に困難である。孔内物理検層はコア試料にとって代わるものではなく、コア試料を補完するものと考えられている。深度に対して連続的に記録された物理検層データは、不連続で正確な深度が不明なコア試料の深度を復元する上で重要な情報となる。また、孔内物理検層の測定値は、原位置における実際の圧力・温度・応力・流体の動きの下での、地層の物理的・化学的性質を表している。

3.2 IODP Exp.314 の掘削同時検層装置について

Schlumberger 社が開発した掘削同時検層装置(LWD: Logging While Drilling)検層とはドリルストリングの一部として掘削編成に組み込まれた検層ツールを使用して、掘削しながら

リアルタイムで検層作業を実施するものである。ワイヤーライン検層の場合、測定は孔井の掘削作業を停止して行われるため、リグ時間（Rig Time）と呼ばれる掘削時間の損失が生じるが、LWD の場合、掘削の進行とほぼ同時に検層作業が行われる。したがって、孔内状況が比較的良好なうちにデータの取得が行われるため、この点で LWD はワイヤーライン検層よりも優れているといえる。

4. 測定原理

4.1 IODP Exp. 314 検層

4.1.1 比抵抗・自然ガンマ線検層（Resistivity-Gamma Ray）とは

比抵抗・自然ガンマ線 LWD 検層ツールは、インダクションタイプの RAB(Resistivity At Bit)検層ツールである。

インダクション検層は比抵抗検層の一種で電気検層と同様に地層の比抵抗を測定するが、孔井内の泥水が非伝導性（オイルベースなど）の場合には、電流を地面に流すという形式の電極では作動しないので、このような場合でも地層の比抵抗を測定するためのツールである（Darwin and Julian ., 2007）。

自然ガンマ線検層とは、地層中に含まれる放射性物質が自然に放つガンマ線量（主にカリウム、ウラン系列、トリウム系列の放射性元素の崩壊による）を測定する検層手法である。一般的に泥質岩は高ガンマ線量を示し一般に粘土鉱物がカリウムを多く含有するため、泥質物の少ない石英質砂質岩は低ガンマ線量を示す。花崗岩や流紋岩などの酸性火山岩類および同質岩起源の碎屑岩類は、カリウムやウランを多く含有するため、高ガンマ線量を示す。

4.1.2 音波検層（Acoustic）とは

音波検層とは地層中の一定区間を伝わる音波の走行区間を測定し、地層の音波伝播速度を求める。音波検層ツール内の送信器から発せられた音波はその伝播経路の違いによって様々な弾性波を発生させる。これらの弾性波のうち実際に音波検層で用いられる弾性波はP波である。発信器から発せられた音波は泥水中を伝わって孔壁に達し、その一部は屈折して孔壁を伝播し、孔壁から再び泥水内に入射して検層ツールに達し、受信器でとらえられる。本研究での音波検層ツールは *Schlumberger* 社の Sonic VISION が使用された。

4.2 掘削コア装置について IODP Exp.315

掘削・測定装置

- 1: 水圧式ピストンコア採取システム(HPCS : Hydraulic Piston Coring System)
- 2: 伸縮式コア採取システム（ESCS:Extended Shoe Coring System）
- 3: 回転式掘削コア採取システム（RCB : Rotary Core Barrel）
- 4: マルチセンサーコアロガー(MSCL)

	Site: C0002B	Site: C0002C	Site: C0002D
1:HPCS	○	×	○
2:ESCS	×	○	○コア 15・17
3:RCB	×	×	×

○:使用 ×:使用せず

4.2.1 水圧式ピストンコア採取システム(HPCS)とは

掘削孔 C0002D に用いられた.コア採取深度 0m から 204.0m 水圧式ピストンコア採取システムによるコア試料採取が実施された.水圧式ピストンコア採取システムは軟質な地層のコア採取に用いる.ナイフのように鋭い先端を水圧で地層に貫入させ,ドリルビットを回転させずにコア試料を採取する.インナーバレルの一部をピストンのようにコアビットから押し出し地層に貫入させてコア試料を採取するものである.軟弱な地層では,ドリルストリングを回転させて行うロータリーコアリングでは地層を乱し,コア試料の回収率,品質ともに良い結果は期待できない.回収率はほぼ 100%に近く,不攪乱な状態で回収できるのが特徴である.

4.2.2 伸縮式コア採取システム (ESCS) とは

掘削孔 C0002D のコア番号 15 と 17 で実施された.HPCS では採取が困難な軟質な地層のコア試料採取に用いる.地層の硬さに応じてバネの力で先端の刃先を調節できる.海底下掘削深度が深くなった場合や,硬軟互層で用いられる.

4.2.3 回転式掘削コア採取システム (RCB : Rotary Core Barrel) とは

掘削孔 C0002B に用いられた.コア採取深度 (海底下) 475.5m から 1057.0m でのコア試料採取が実施された.回転式掘削コア採取システムは硬質な地層のコア試料採取に用いる.ドリルビットを回転させ地層を削りながらコアを採取する.割れ目の少ない固結した地層に有効である.硬質の堆積層や火成岩のコアリングに適している.

4.2.4 MSCL

IODP Exp.315 では,回収後のコア試料の船上測定として非破壊計測であるマルチセンサーコアロガー(MSCL)が用いられた.多数の異なるセンサーによりコア試料の各種物性値を一度に高密度に計測できる.センサー群は,帯磁率計・P波伝達速度計・電気比抵抗測定器・ガンマ線透過率を用いた密度計・自然ガンマ線測定装置・カラーイメージスキャナで構成されている.各物性値の変動から,試料の含水率や密度・内部構造の変化に伴う帯磁率の変化・火山灰層の有無・堆積構造に起因する比抵抗の変動などを知ることが可能である.

4.2.5 検層の比抵抗,自然ガンマ線の分解能について

カタログ分解能は比抵抗では約 5cm から 7cm,自然ガンマ線では 20cm から 30cm である.しかし,データ間隔は比抵抗,自然ガンマ線ともに 15.24cm となっている.

5. 掘削コアと掘削同時検層データの補正

5.1 手法

本研究地点 C0002 は前述の通り IODP Exp.314 と IODP Exp.315 に分かれており,掘削孔 C0002A と掘削孔 C0002B はおよそ 350m 離れているものの,地震波断面により地層の連続性が確認できることから,両孔の比較は十分可能であると考えられる(図 5-1).しかし,本研究は地層 1 枚 1 枚について各種データをメートル以下のスケールで詳細に比較・解析するため,掘削コア試料と掘削同時検層データを高精度で対比できるかどうか検証した.具体的には浅部の LWD-自然ガンマ線データと MSCL-自然ガンマ線データを比較した.

5.2 結果

海底下 100m 以浅は数 m のずれが認められるが,海底下 100m 以深では掘削コアと掘削同時検層データが水平になっており,メートルオーダーでの補正は必要ないと判断できた(図 5-2).よって,本研究では 100m 以深の掘削コアと掘削同時検層データの解釈を行った.なお,第 6 章にて詳述するが,掘削コアと掘削同時検層データをメートル以下のオーダーで比較する場合は数 10cm の補正が必要である.

6. 掘削コアと掘削同時検層データの統合解釈(コア-ログ-インテグレーション)

6.1 コア観察

6.1.1 掘削コア観察手法

詳細に掘削コア試料を観察した目的は,船上のコア試料の記載の精度が本研究に十分ではないためである.また,船上および航海後のコア試料の記載が複数の研究者によってなされており,記載基準の統一が不完全であるためである.本研究での作業は,IODP の掘削試料が保管されている海洋研究開発機構高知コア研究所において行い,Exp.315 の C0002B と C0002D のコア試料を詳細に観察した.観察方法は目視による粒度の確認を基本とし,必要な箇所をカメラで撮影した.

6.1.2 掘削コアと掘削同時検層データの統合手法

掘削試料の船上測定データおよび孔内計測データは,海洋研究開発機構の J-CORES database SIO7 Data Center のデータを使用した.掘削コアと掘削同時検層データの統合には主にコア試料と MSCL 帯磁率・MSCL 自然ガンマ線・LWD 自然ガンマ線・比抵抗・孔径・

比抵抗画像データを用いた。

掘削同時検層(LWD)ではコア試料の取得率が低い場合などに岩石物性値を得ることができるため、回収率の低い深部での物性を把握することができる。今回、図 6-1 よりコアが回収されている 2 区間（区間 1 と区間 3：区間 2 の 204-475m はコア試料採取はなく掘り飛ばされている）でコアの回収率に大きな差がある。浅部ではほぼ 100%のコア試料が取得されているが、回収率の低い深部においてコア試料を補完する際には掘削同時検層が有効であると考えられる。掘削同時検層による最大のメリットは原位置での物質の状態を知ることができる点である。

本研究では、船上でのコアの物性の測定データを検層データと比較した。コアの物性データにおいて注意すべき点はコアを引き上げると温度や圧力といった条件が変化することにある。それはコアの形状変化や温度圧力条件に依存する物質の分解（メタンハイドレート）といった現象が起き、間隙率、体積密度、電気伝導度など物性の変化となってあらわれてくる。

本研究では検層データとコアの物性データ、および実際のコア試料の比較により地層 1 枚 1 枚について各種データをメートル以下のスケールで詳細に比較・解析した。

6.2 記載

6.2.1 区間 1 (海底下深度 0～204m)

Site C0002D 13H-3(113.120-114.487m)

コアの観察より、大きく分けて 3 枚の砂層、2 枚の火山灰層があることが確認できた(図 6-2)。113.5m 付近の砂層は中粒砂層であり、上方細粒化していることが確認できた。113.85m 付近の砂層は極細粒砂であった。114m 付近の泥はシルト質粘土だが、その間には極細粒砂の薄い層が 2 枚認められる。141.15m 付近には中粒砂層が確認できた。114.2m 付近には 7cm と 6cm の火山灰層が確認できた。2 枚ともが固有の色をしており、それぞれの層の間には違いが明瞭に出ている。114.4m 付近の泥はシルト質粘土であることが確認できた。コアの記載より柱状図を作成した(図 6-2)。

Site C0002D 13H-4(114.487-115.705m)

コアの観察より、大きく分けて 3 枚の砂層があることが確認できた(図 6-3)。114.65m 付近の砂層は極細粒砂であり、上方細粒化している。114.7 から 115.1m の泥の中に上方細粒化をしている細粒砂を確認した。115.2m 付近の砂層は極細粒砂であった。115.4m 付近は泥である。115.48m 付近の砂層は極細粒砂である。115.62m には細粒砂を確認した。コアの記載より柱状図を作成した(図 6-3)。

Site C0002D 14H-3(121.870-123.230m)

コアの観察と記載より,火山灰が卓越していることを確認した(図 6-4).シルト粒度の火山灰が基本である.122.0m から 122.4m と 122.4m から 123.1m では色の変化が異なる.また 123.1m にシャープな境界が見られるが,火山灰の下は泥である.また,この境界面には非常に薄いパミス層のようなものが見られた.火山灰の基底からは上方細粒化している(図 6-4).

Site C0002D 14H-4(123.230-124.640m)

コアの観察より,123.23m から 123.55m まではガス発泡の跡を含む泥を確認した(図 6-5).123.55m から 123.68m までは細粒砂 123.6m から 123.86m まではシルト質粘土で,2枚の薄い極細粒砂を挟んでいる.123.86m から 124.1m までは細粒砂を確認した.124.2m から 124.32m では細粒砂を確認した.上方細粒化をしている.124.45m からは極細粒砂と細粒砂の互層となっている(図 6-5).

Site C0002D 14H-7(126.045-127.455m)

コアの観察より,大きく分けて4枚の砂層,2つのラミナ(砂と泥の薄層が交互に挟まる層:葉理)のある層を確認した.126.1m 付近の砂層は極細粒砂を確認した.その下に 23cm の泥を確認した.126.35 から 126.64m のラミナを含んだ砂層は上方細粒化をしている.その下に薄い砂を含んだ泥層が存在する.126.75m 付近の砂層は上方細粒化をしている.127.0m ではコアが抜けており観察することはできなかった.127.25m 付近の細粒砂からなる砂層は擾乱を受けており,その上にはラミナの存在を確認した.コアの記載より柱状図を作成した(図 6-6).

6.2.2 区間 3 (475m~830m)

Site C0002B 16-5(613.225-613.590m)

図 6-7a より Section 1 から 3 にてコア試料の割れ目に砂の層を確認した.いずれの層も約 1 cm の薄い砂層の存在を観察した.

Site C0002B 16-cc(613.590-613.785m)

図 6-7b にコア試料の観察と記載を示す.掘削による擾乱が激しい.16-ccはコアキャッチャー(掘削先端部)である.

Site C0002B 19-4(640.725-641.735m)

図 6-8 にコア試料の観察と記載を示す.薄い砂の層が残っていることを確認できた.砂を含む割れ目には2つのパターンが見られた.1つは泥と泥の間の割れ目に薄い砂が入っているパターン,もう1つは薄い砂の上に上方細粒化しているパターンを確認した.

Site C0002B 33R-1(770.000-770.990m)

図 6-9 の section1 にコア試料の記載を示す.コアはよく固結しており,基底は泥岩である.24cm と 26cm,28cm 辺りに割れ目を,26cm 辺りにコアの欠落部があることを確認した.26cm 付近のコアの欠落部には船上のコア記載では見られなかった少量の砂が確認できた.26cm のコアの欠落部から上部 10cm は泥岩ベースの上方細粒化が見られる.コアの欠落部の上下で生物擾乱の痕跡も確認できた.

Site C0002B 33R-1(770.000-770.990m)

図 6-9 の section2 にコア試料の記載を示す.コアはよく固結している.60cm 辺りに割れ目があり,62cm と 64cm 辺りのコアの欠落部があることを確認した.62cm と 64cm のコアの欠落部には船上のコア記載では見られなかった少量の細粒砂が確認できた.62cm の欠落部は砂と泥による薄い層(< 2mm)が確認できた.62cm の欠落部から上部 8cm は泥岩ベースの上方細粒化が見られる.64cm の欠落部の下には泥を確認した.その下部 4cm は泥岩ベースの上方細粒化が見られ,生物擾乱の痕跡も確認できた.

6.3 コアとログの対比

6.3.1 区間 1

Site C0002D 13H-3(113.120-114.487m)

図 6-2 にコア-ログ-インテグレーションの結果を示す.コア柱状図との比較より,MSCL 帯磁率は砂を示す箇所小さくなっていることを確認した.泥を示す箇所では高い.MSCL 自然ガンマ線はコア下部の 113.8~114.3m までの砂質優勢互層において低い.これより,コア試料と物理検層データが同深度となるように LWD 自然ガンマ線と MSCL 自然ガンマ線を用い,客観的に対比を行った.結果,コア試料が掘削同時検層 (LWD) より下方に約 12cm ずれていたことを確認した.グラフは 113.8~114.3m までの砂質優勢互層において低い.比抵抗はコア上部の 113.5m 付近で低い.またコア下部の 113.8~114.3m までの砂質優勢互層において低いことを確認した.孔径は LWD 機器と掘削孔との距離を測るものであり,コア上部の 113.5m 付近で高い.またコア下部の 113.8~114.3m までの砂質優勢互層において低い.比抵抗画像は 113.8~114.3m までの砂質優勢互層において最も低比抵抗になっておりその上下では高比抵抗となっていることを確認した.

この区間のコア試料とログデータ,および船上での MSCL による物性測定値の比較から,以下の関係が明らかになった. LWD 自然ガンマ線と MSCL 自然ガンマ線との対比により本研究では区間 1 でのコアとログのメートル以下での詳細な比較が可能であることがわかった.自然ガンマ線や比抵抗,比抵抗画像では 113.8~114.3m までの砂質優勢互層はとらえることができたと考える.しかし,コア試料上部の砂層では LWD 自然ガンマ線の値は高くなっておらず,比抵抗・比抵抗画像は低くなっている波形が見られた.これには 2 つの原因が

あると考える.1つはLWD自然ガンマ線よりも精度の高いMSCL自然ガンマ線でも値が高くなっていることから,砂層の中に,放射性核種であるカリウムを多く含む泥の混入などが考えられる.2つ目はデータ間隔(15.24cm)の限界によりLWD自然ガンマ線からは砂であると認定できない可能性がある(図6-2b).

Site C0002D 13H-4(114.487-115.705m)

図6-3にコア-ログ-インテグレーションの結果を示す.コア柱状図との比較より,MSCL帯磁率は砂のところで高い.MSCL自然ガンマ線はコア上部の114.9mm付近で低い.LWD自然ガンマ線の値は変化に乏しいが,比抵抗はコア上部の114.5m付近で低くなっている.また115.00~115.26mまでの極細粒砂の部分で低い.孔径は下部の砂で広がり泥で安定している.比抵抗・比抵抗画像ではコア中の砂の部分で値が低くなっているため13H-3同様,本研究ではコアとログのメートル以下での比較が可能であることがわかった(図6-3b).

Site C0002D 14H-3(121.870-123.230m)

図6-4にコア-ログ-インテグレーションの結果を示す.ここでの深度は自然ガンマ線や比抵抗,比抵抗画像が一番低いところに火山灰の基底をとった.その結果,コアとログは約10cmの深度補正が必要となった.コア14H-3での深度補正の信頼度は後述の14H-4と合わせて行う(図6-4b).

Site C0002D 14H-4(123.230-124.640m)

図6-5にコア-ログ-インテグレーションの結果を示す.MSCL帯磁率は砂を示す区間でそれぞれ高いことを確認した.LWD自然ガンマ線とMSCL自然ガンマ線の対比により,深度補正は約10cmとなり,14H-3の深度補正と同様の値となった.比抵抗は自然ガンマ線と波形が似ており,砂がちな区間で低く,泥がちな区間で高い.孔径は砂がちな区間で大きくなり,泥がちな区間で小さくなる振れることを確認した.よって14H-4でもコアとログのメートル以下の比較が可能であることがわかった(図6-5b).

Site C0002D 14H-7(126.045-127.455m)

図6-6にコア-ログ-インテグレーションの結果を示す.コア柱状図との比較より,MSCL帯磁率は126.75から127.32mにおいて低いことを確認した.また,砂層に挟まれた泥層に反応し,帯磁率は高くなっている.LWD自然ガンマ線はMSCL自然ガンマ線との対比により深度補正は約40cmとなった.図6-6よりLWD自然ガンマ線は126.75から127.32mまでの砂質優勢互層において低い.比抵抗はコア試料において大きく分けて4枚ある砂層の場所で低い.孔径はコア下部の127.3m付近で高い.比抵抗画像は126.75から127.32mの砂質優勢互層において最も低比抵抗になっている.14H-7では自然ガンマ線が大まかな砂の位置の検知に

有効であるのに対して、比抵抗・比抵抗画像は砂層 1 枚 1 枚を高精度に捉えておりメートル以下の比較が可能であることがわかった(図 6-6b)。

SiteC0002D 14H-3(121.870-123.230m) 14H-4(123.230-124.640m)

上記の SiteC0002D 14H-3 と 14H-4 を合わせた.すると図 6-10 となり,コア試料と検層の整合性が確認できた(図 6-10b).

6.3.2 区間 3 (475m～1000m)

区間 3 では報告されていないコア試料の割れ目に砂を確認した(図 6-7a, 6-7b, 6-8, 6-9, 6-11).図 6-7a の Section 1 から 3 までの区間,図 6-8 の Section 1 と 2 の区間,図 6-9 の Section 1 の区間,図 6-11 の Section 2 の区間では砂が発見された上部には上方細粒化が確認できた.区間 1 のコア観察では砂層の上部に上方細粒化が確認できたが,区間 3 でも砂層の上部に上方細粒化がと考える.薄い砂層の上下の境界面がシャープにあらわれているため,砂層の中央が掘削中に抜け落ちたと考えられる(図 6-8).2 つ目のパターンでは泥の中に上方細粒化が見られ,その直下に砂が見られることから砂は抜け落ちたと考えられる(図 6-9).図 6-11 では図 6-7a,6-7b,6-8,6-9,6-11 でも見られたように水を多く含む固結度の低い砂層が流れ落ちたと考えられる.

7. LWD-自然ガンマ線・比抵抗データ解析による掘削孔 C0002A 全層準の砂層の厚さの復元

本研究では,検層データによる砂の単層認定基準を設定し,掘削孔 C0002A 全層準の砂層の厚さを復元した.前述のコア-ログ-インテグレーションは区間 1 では可能であったが,区間 2 はコア試料が取得されておらず,また区間 3 ではコア試料が満足に採れていないため困難であった.区間 2 や 3 では浅部の結果より自然ガンマ線値と比抵抗値,比抵抗画像を組み合わせ砂層の位置と厚さを見積もることが望ましい.本研究では自然ガンマ線値と比抵抗値のデータ解析を行った.区間 2 では特に比抵抗値がメタンハイドレートの存在によって値を増大させる.これはハイドレートが高比抵抗の物質であるためである.したがって,本研究ではメタンハイドレートの影響を受けず,砂の量を正しく見積もることができる自然ガンマ線値を主に使用した.

7.1 自然ガンマ線の解析手法

図 7-1 では砂泥互層が明瞭に判別される.区間 3 の自然ガンマ線検層データによる砂と泥の認定基準を設定した.自然ガンマ線の値は約 15cm 間隔で測定されており,0m から 1400m までのデータ(約 7000 個)が計測されている.

自然ガンマ線の波形に基づいて,隣接する 2 点間のデータの勾配 (a) を深度データと自

然ガンマ線の値を用いて計算した.それより変曲点を求め,砂層の上部境界 (TOP) と下部境界 (BOTTOM) を設定した (図 7-1) .

勾配 : $(\text{Gamma B} - \text{Gamma A})/(\text{Depth B} - \text{Depth A}), (\text{Gamma C} - \text{Gamma B})/(\text{Depth C} - \text{Depth B}), (\text{Gamma D} - \text{Gamma C})/(\text{Depth D} - \text{Depth C}) \cdots \cdots (a)$

砂の上部境界および下部境界 (m) : 上部境界の最大傾斜の変曲点 $\rightarrow (\text{Depth A} + \text{Depth B})/2$

7.2 比抵抗の解析手法

比抵抗データによる砂と泥の認定基準を設定した.データの間隔は自然ガンマ線と同様, 約 15cm 間隔である.比抵抗の波形に基づいて,隣接する 2 点間のデータの勾配 (b) を計算した (図 7-1) .それにより波形の傾斜を求め,砂層の上部境界 (TOP) と下部境界 (BOTTOM) を設定した.

勾配 : $(\text{resistivity B} - \text{resistivity A})/(\text{Depth B} - \text{Depth A}), (\text{resistivity C} - \text{resistivity B})/(\text{Depth C} - \text{Depth B}), (\text{resistivity D} - \text{resistivity C})/(\text{Depth D} - \text{Depth C}) \cdots \cdots (b)$

砂の上部境界および下部境界 (m) : 上部境界の最大傾斜の変曲点 $\rightarrow (\text{Depth A} + \text{Depth B})/2$

7.3 解析結果

図 7-2 に自然ガンマ線から全層準を見積もった砂の厚さを示す.砂の厚みの多くは 1m 以下であり,所々で 2m から 3m の砂が卓越する場所が見られた.区間 1 同様に区間 2,区間 3 でも砂層の存在が示唆された.

8. 議論

8.1 コアの詳細な観察から得た砂の情報

コアの観察事実から次のことが示唆された. 1) 区間 1 では記載データが詳細に書かれていたが,区間 3 では区間 1 で記載してあった情報が欠落している. 2) 区間 1 と区間 3 での同じ粒度の情報が異なった記載をされている. 3) 区間 1 と区間 3 では報告の通り,明らかな回収率の違いを観察することができた.上記 1 では主に上方細粒化やコアの欠落部といった情報が欠けている.一方,上記 2 では区間 1 では極細粒砂と記述されたところを区間 3 ではシルトとなっている.泥と泥の間に挟まれたわずかな砂を記載ではシルトと記載しており,記載における明確な基準が見られない.この理由として,区間 1 は船上の記載チームが行い,区間 3 では陸上の記載チームが行っており, 区間 1 と区間 3 の堆積物の記載チームが異なった点が挙げられる.

本研究による詳細なコアの観察によって,区間 1 では多数の砂泥互層を確認した.これらの多くは砂層から泥層への上方細粒化が見られ,また,泥層とその上部の砂の境界はシャープな面であることから,Bouma sequence (Bouma, 1962)の堆積構造を示す.これらの砂は乱泥流によって熊野トラフに供給された堆積物と判断できる.

区間 3 では、コア試料の詳細な観察によってこれまで報告のなかった情報を多数得ることができ、区間 1 と同様のタービダイトによる砂の存在が示唆された。例えば、図 6-7a の Section 1 から 3 までの区間、図 6-7b、図 6-9 の Section 1 と Section 2 の区間、図 6-11 の Section 2 の区間ではコアの欠落部の間に報告のなかった砂の存在を本研究で初めて発見した。また、図 6-8 の Section 1 と Section 2 の区間にはコアの中に薄い砂が残っていることや砂が抜け落ちている様子も発見した。砂の基底は泥との明瞭な境目があり、砂層上部の砂だけが掘削による擾乱で抜け落ちたことが示唆された。これより、区間 3 でも区間 1 と同様のタービダイトがもともと存在したと考えられる。Kinoshita et al. (2009) によると、Site C0002 のコア柱状図には区間 3 において砂層の存在がほとんど示されていない。そのため、コア試料が回収された深度の見積もりにずれが生じ、当該深度における物理検層で得られた物性値に基づく岩相判別と相違が生じる可能性がある。実際に、区間 3 でのコアの取得率は 37.6% と低い値となっている(図 6-1)。区間 3 では回転式の掘削機材を用いたために砂を回収できなかったことが原因として考えられる。

Site C0002 は成層構造をなしており、断層等の不連続がなく水平であるが、コア試料と掘削同時検層は同じ孔で実施されていないことに注意してメートル以下のコア-ログ-インテグレーションを行った。

8.2 コア-ログ-インテグレーションの解釈

区間 1 の 124m から 127m までの比抵抗画像と 14H-7 (図 6-6)、14H-3・14H-4 (図 6-10) に示すコア試料と検層の対比をした。結果、図 8-1 よりコアにおける砂の枚数と波形から見積もった砂の枚数とは整合的であることが確認できた。コア試料に見られる砂の単層を計数すると、この区間では 14 枚の砂層がある。一方、比抵抗画像において低比抵抗な区間は 14 枚あり、深度や厚さの傾向がコア試料の記載結果と整合的であることから、比抵抗画像の低比抵抗な区間は砂層に対応していると解釈できる。このように比抵抗画像は実際の岩相を非常に高分解能で反映しており、砂層の枚数を計数する際に低比抵抗区間に注目することが有効であることが示唆されたが、問題点も以下のように指摘できる。比抵抗画像において基底が鋭く、コントラストがはっきりしている箇所は泥と砂の境界であると推測されるが、砂から泥へ徐々に変化する級化層理などの場合は特に境界を認定することが困難であり、自然ガンマ線や比抵抗の数値波形を用いて客観的に砂層を認定する必要がある。よって、比抵抗画像は砂と泥を分ける際の補助データとして使用する。

比抵抗・比抵抗画像は砂などの透水層などで値が高くなり、その絶対値は堆積物の間隙率に依存する傾向がある。間隙率が大きければ海水をよく含み、比抵抗値が小さくなると考えられる。しかし、例外としてメタンハイドレートなどの高比抵抗物質が堆積物中に存在すると、比抵抗・比抵抗画像は非常に大きい値を示す。本研究地域においては、比抵抗と比抵抗画像、P 波速度からメタンハイドレートの存在が推定されている(Kinoshita et al., 2009)。メタ

ンハイドレートが砂層中のどの部位にどの程度の充填率で含まれるかを予測することは難しいため、砂の厚さを議論するためには比抵抗および比抵抗画像以外の物性値を併用することが必要である。自然ガンマ線の値は主に粘土鉱物に含まれるカリウム等の放射線核種の量により変化し、メタンハイドレートの存在には直接依存していないと考えられるため、メタンハイドレートが賦存する層準では特に自然ガンマ線の変動によって砂層を検知することが有効である。

区間 3 では記載されていない級化構造等のパターンを物理検層データ中に認めることができた。図 6-7a,6-7b,6-8,6-9,6-11 に見られたように、水を多く含む固結度の低いコア（砂層）が流れ落ちた痕跡から砂泥互層が推定でき、区間 3 における物理検層データにおいても区間 1 と類似する波形が認められることから砂泥互層の存在が推定できる。

図 6-11 に示すように、自然ガンマ線、孔径、比抵抗および比抵抗画像から、770m から 780m は泥優勢互層、780m から 815m は砂優勢互層、815m から 830m は泥優勢互層と解釈できる。物理検層データとコア試料を比較したところ、物理検層データにおいて泥優勢互層と判断した区間はコア試料の固結度・回収率ともに高く、砂優勢互層では固結度・回収率ともに低いことが確認できた。回転式コア回収システムでは固結度の低い地層からのコア試料は回収しにくい。よって、固結度の低い地層の砂層は流れ落ちたと考えられる。

本研究により明らかとなった砂層の回収率の低さは、海底下 800m 程度の深部においても砂層の固結度が低く、脱水が完了していないことを示唆している。すなわち砂層中の間隙はセメンティング等の続成が進んでおらず、地層水を十分に保つことができると予想できる。斎藤ほか（2010）によると、熊野トラフにおいては透水層である砂層が地層水やガスの通り道になっていると推測しており、本研究の結果と整合的であると言える。一般に泥層と泥層に挟まれた砂層は水の通り道となることが知られており、北部バルバドス海嶺付加体では、タービダイト砂岩を通して、水の移動が示唆されている。タービダイト砂岩が効果的な排水路として働くために、それに挟まれた泥岩層はそれ以外の泥岩に比べて脱水が進んでいると考えられている(Tokunaga, 2000)。

8.3 砂の最終的な見積もり

前節でのコア試料と検層データの詳細な対比より、砂層と泥層を判別する基準を求めた。本研究地域には Kinoshita et al. (2009)よりメタンハイドレートの存在が確認されている。メタンハイドレート賦存層の比抵抗値は $1.5\Omega\text{m}$ から $200\Omega\text{m}$ とされており、メタンハイドレートを含まない堆積層の比抵抗値（ $1\Omega\text{m}$ 程度）とは大きく異なる(Goldberg et al., 2000)。また、メタンハイドレートが集積している率によっても値は大きく異なる。よって、検層データから高比抵抗物質の影響を受けない自然ガンマ線による掘削孔 C0002A 全層準の砂層復元を試みた。図 6-11 の結果から自然ガンマ線は比抵抗よりも分解能が劣るが、約 50cm の砂層または砂質優勢互層を推定することが可能である。

8.3.1 区間 1 の砂の見積もり

まず、区間 1 での砂層の復元を行った。コア試料の合計と復元された砂の見積もりにどのくらいの差が出るのかを検証した。その結果、深度およそ 119 から 129m のコア試料中（回収率 100%）に存在する砂層の合計が 3.385m であったのに対し、自然ガンマ線から見積もった砂層は 3.45m であった（図 8-2）。また、別のコア試料（深度およそ 110m から 120m のコア試料中（回収率 100%））に存在する砂層の合計が 4.585m であったのに対し、自然ガンマ線から見積もった砂層は 4.41m であった。コア試料中の砂の厚さが自然ガンマ線から導かれる砂の厚さとほぼ同じであることが確かめられたため、砂層の復元に適用することは妥当であると判断した。また、その際、深度およそ 119 から 129m より比抵抗・比抵抗画像データから見積もられた砂層の厚さは約 4.48m であった。図 8-2 より自然ガンマ線の見積もりよりも多少大きく見積もる形となった。比抵抗は本来の垂直分解能である 5cm から 8cm の砂を計測したとしても、データの間隔が 15.24cm であるため本手法では大きく見積もってしまう。しかし、比抵抗は自然ガンマ線よりも分解能が高く、砂層の 1 枚 1 枚に反応するため、砂の枚数の見積もりには適していることが示唆された。比抵抗画像、孔径データと共に、自然ガンマ線の砂の見積もりの補助として使用可能であることがわかった。

8.3.2 区間 2 の砂の見積もり

区間 2 のメタンハイドレート含有層では孔径、比抵抗および比抵抗画像よりメタンハイドレートを判別した。海底面下では砂層は掘削時に崩れやすく、砂のある箇所は孔径の値が大きくなりやすい。メタンハイドレート域では孔壁はメタンハイドレート結晶によって固められており、孔壁の崩壊が少ない（図 8-3a）。メタンハイドレートの多くは通常の堆積物の比抵抗である $1\Omega\text{m}$ から $2\Omega\text{m}$ を大きく上回っている（図 8-3a）。基礎試錐南海トラフでは通常の堆積物が $1.2\Omega\text{m}$ から $2\Omega\text{m}$ で、メタンハイドレートを示すような高比抵抗物質は $10\Omega\text{m}$ を超えている値を示す（石油公団, 2000）。高比抵抗物質を示す区間と、自然ガンマ線の低ガンマ線値の場所は一致するため、メタンハイドレートは砂層のような粗粒堆積物の間隙に存在することが示唆された（図 8-3a）。また、自然ガンマ線と比抵抗の値から、メタンハイドレートはタービダイトによって供給された砂層のうち、最も粗粒な部分に集積しており、層状に発達していることがわかった（図 8-3b）。例えば図 8-3a より、深度 375m から 385m の 10m では自然ガンマ線が 10 枚の砂層、砂質優勢互層をとらえているのに対し、比抵抗値より、高比抵抗となっている箇所が 7 カ所確認できた。よって、本手法で用いる自然ガンマ線の値からメタンハイドレートなどの高比抵抗物質の貯留槽となる砂層の厚さを見積もることが可能であることが示唆された。これより、掘削孔 C0002 のメタンハイドレート域（およそ 200m から 475m）に存在する砂層を算出した結果、89.36m であった。本手法での見積もりより、掘削孔 C0002 のメタンハイドレート域に存在する砂層は特に深度 320m から 400m に多く見られ、全体では 100 層以上ある（図 8-4）。また、メタンハイドレートをあらわす高比抵抗物

質を比抵抗・比抵抗画像で見積もると 60 層以上のピークが認められた。これより、メタンハイドレートは見積もった砂層の半分以上に含まれていることがわかる。本手法でおおよその貯存量を算出することが可能であることが示唆された。

8.3.3 区間 3 の砂の見積もり

8.3.2 のようにメタンハイドレートを形成するメタンガスは未固結で透水性の高い砂層を通ってきている可能性がある。図 6-11 のコア試料と物理検層データの解釈において、本調査海域は深度 800m 付近でも砂質優勢互層は固結度が低く、脱水が完了していないことを示唆していた。このような砂層中の間隙にはメタンハイドレート同様、石油・天然ガスがある可能性があるため、区間 3 においてもこのような砂層があるか自然ガンマ線より見積もった（図 7-2）。その結果、所々に砂の卓越する箇所が確認された。区間 3 の値からも区間 1 や区間 2 のような上方細粒化を示す値がでているため、深部においてもタービダイトによる砂層の存在が明らかになった（図 8-5）。しかし、区間 1 や 2 において比抵抗画像を補助データとして用いてきたが、区間 1 では砂層を示す箇所では低い値を示しており、砂層の存在が示唆された（図 6-2, 6-3, 6-4, 6-5, 6-6）。区間 2 ではメタンハイドレートの存在を示す箇所では高い値を示した（図 8-3）。しかし、区間 3 においては例えば深度 500m, 700m, 800m（図 8-6 中の区間 a, b, c, d, e）に見られるように比抵抗画像に変化がなく、一様であり相対的に低比抵抗を示す明瞭なバンドが見られない箇所が確認できた。図 6-11 の 800m 付近より透水層の存在が示唆されたが、比抵抗画像を見てみると、泥質優勢互層の付近ではコアの固結度が高く、回収されているコア試料は泥であることから、図 8-6 のような比抵抗画像の箇所では泥であることが示唆された。しかし、こういった箇所でも自然ガンマ線値や比抵抗値は常に変動しており、一見、砂と泥の値を示しているように見える。このことは検層中の孔井の状況により検層データの値が変化することが挙げられる。比抵抗画像は深度方向に水平に 360 度の比抵抗値を計測している。よって、掘削により孔井が崩れた証拠の状況を自然ガンマ線や比抵抗値よりも詳しく見ることができる（図 8-6）。自然ガンマ線や比抵抗値は孔井の崩れた箇所も計測するため、これらの値を使用するのみでは正しい砂層の情報を獲得することはできない。このため、比抵抗画像によって孔井の状況を確認しながら、客観的に自然ガンマ線や比抵抗値の値から砂層と泥層を見積もることが重要である。比抵抗画像が特に有効なのは図 8-6 の 560m から 580m の間にあるような自然ガンマ線、比抵抗の値を見るときに重要である。この区間において、比抵抗画像より相対的に低比抵抗を示す明瞭なバンド（図 8-6 中青色の矢印、例えば 574.5m, 576.5m, 578m, 578.5m, 579m, 579.5m 580m 付近）が認められ、泥質堆積層に挟まれた砂層の存在が示唆される。こういった部分では自然ガンマ線や比抵抗の値は連動している。しかし、それ以外では明瞭なバンドは確認できず、砂層の存在を示唆されない。こういった場所では孔井が崩れたと考えられる。よって、比抵抗画像のデータを用いて砂の存在が示されない区間は泥層が卓越すると解釈した。これより、比抵抗画像による観察を掘

削孔 C0002A 全層準に適用した.図 8-7 に自然ガンマ線と比抵抗値から見積もった砂の厚さを比抵抗画像より補正した砂の厚さを示す.補正の結果,補正前の図 7-2 では砂層と見積もっていた箇所の一部が泥層であったことが明らかとなったため,補正後の図 8-7 では砂が多く供給されていた時期と泥が多く供給されていた時期がより明瞭になった.これより,上方に向けて厚層化している箇所や,上方に向けて薄層化している箇所が確認できた.

自然ガンマ線を用いて区間 3 における検層による砂層相当層と実際に回収されたコア(ほとんどが泥)の厚さがほぼ掘削の 1 回分になることから,区間 3 ではコアリング時に泥層のみを回収し,砂層が抜け落ちたと解釈できた(図 8-8).また,図 8-9 では自然ガンマ線による泥層相当層と回収された泥層の厚さのピークと変動がほぼ一致した.これより,図 8-8 において回収されたコアと推定泥層厚に一定の厚さの差が見られることから,回収時に砂だけではなく一定の泥も取りこぼしていることが示唆された.これまで,砂と泥の分布のおおまかな傾向が見積もられてきたが,本研究のように一定の砂や泥が回収できていないことを定量的に示した例はない.本研究より, Kinoshita et al. (2009)に見られるように区間 3 では泥が卓越しているわけではなく,実際には砂と泥の互層が区間 1 と同様に区間 3 でも存在することが示唆された.

8.3.4 砂層の頻度と年代

砂層の年代を求めるため,1 コア(約 9.5m)ごとに得られるコアキャッチャー(掘削先端部)のナンノ化石年代から深度と年代の関係を調べた(Kinoshita et al., 2009).コア間の深度-年代の関係は,一次の内挿により算出した.砂層の頻度,厚さの変化は,堆積盆へ供給される堆積物の量の変動に対応するものと考えられる.最終的な砂の見積もりより,深度を年代に換算した(図 8-10).図 8-10 より,矢印①(500m から 550m), 矢印⑦(785m から 820m)では砂の供給量が増え,上方に向けて厚層化していることが示唆される.また,矢印②(572.5m から 615m), 矢印③(640m から 685m), 矢印④(690m から 710m), 矢印⑤(712m から 740m), 矢印⑥(745m から 770m)では上方に向けて薄層化していることが示唆された.上方厚層化は海水準下降,上方薄層化は海水準上昇に見られる.アマゾンの海底自然堤防の複合体では海水準変動やその他複合的な理由によって自然堤防の移動が示されている(Patricia et al., 1997).これらの原因は海水準変動や地震といった原因でタービダイトが発生することや,海底の自然堤防の移動によってもたらされる砂の供給量が変わることが考えられる.図 8-11 より,予察的ではあるが酸素同位体比から推定された海水準変動(Miller et al., 2005)と本研究で推定した砂層を比較すると周期については比較的よく合っているように見える.しかし,現段階ではコア試料の化石年代データが限られており,内挿により推定を行った.今後,厳密な比較をするためには他の研究者により現在出されつつある,より細かい間隔の年代データを用いた検討が必要である.また,複数の掘削孔を用いた研究を行うことにより砂の供給量変動の要因の解明が期待される.

9. まとめ

1) 熊野海盆南縁域において「ちきゅう」による掘削で取得された検層データおよびコア試料を用いてコア-ログ-インテグレーションを行った.本研究による詳細なコアの観察によって,区間1では10cmから数10cmの多数の砂泥互層を確認した.区間3では,これまで報告のなかった砂層の情報を多数得ることができ,区間1と同様の砂の供給が示唆された.

2) 区間1はコア試料がほぼ100%取得できているためコア試料と物理検層データを詳細に対比した.その結果,物理検層データと実際のコア試料はメートル以下のオーダーの精度で対比できることが分かった.区間3ではコア試料の取得率が悪く,Kinoshita et al. (2009)によると砂層の存在がほとんど報告されていない.そのため,コア試料が回収された深度の見積もりにずれが生じ,当該深度における物理検層で得られた物性値に基づく岩相判別と相違に注意する必要がある.この点を考慮し,部分的に取得されているコア試料と検層データの対比を行なった.その結果,砂優勢互層や泥優勢互層の存在を特定することができた.

3) 上記2でのコア試料と検層データの詳細な対比より,砂層と泥層を判別する基準を求めた.本研究地域にはメタンハイドレートの存在が確認されている(Kinoshita et al., 2009).メタンハイドレート賦存層の比抵抗値は $1.5\Omega\text{m}$ から $200\Omega\text{m}$ とされており,メタンハイドレートを含まない堆積層の比抵抗値($1\Omega\text{m}$ 程度)とは大きく異なる(Goldberg et al., 2000).このため,メタンハイドレートの存在の影響を受けない自然ガンマ線による砂層復元を試みた.まず,区間1での砂層の復元を行ない,コア試料の砂層の合計と検層データから復元された砂層の見積もりがほぼ一致した.また,比抵抗や比抵抗画像も補助データとして有効である結果を得た.

4) 上記3より確立した手法を用い,コア未回収区間(区間2)や回収率の低い区間(区間3)を含めた全区間の砂層の復元を行った.区間3では,全体の回収率がわずか37.6%であるにもかかわらず,検層による泥層相当層と回収された泥層の厚さがほぼ一致する(図8-9).すなわち,区間3ではコアリング時に泥層のみを回収し,砂層が抜け落ちたと解釈できる.本研究では,自然ガンマ線を軸に比抵抗・比抵抗画像を用いることで砂層の厚さと深度をメートル以下の精度で検出可能な手法を確立できた.本手法による砂層の検出とナノ化石による年代から,深海底への砂の供給変動を求めることができ,海水準変動や地震活動の解明に寄与できると考える.

参考文献

- 芦寿一郎 (1997): 付加プリズム浅部の流体循環. 地球, 19, 332-339.
- Ashi, J., Tokuyama, H. and Taira, A. (2002): Distribution of methane hydrate BSRs and its implication for the prism growth in the Nankai Trough. *Marine Geology*, 187, 177–191.
- Baba, K. and Yamada, Y (2004): BSRs and associated reflections as an indicator of gas hydrate and free gas accumulation: An example of accretionary prism and forearc basin system along the Nankai Trough, off Central Japan. *Resource Geology*, 54(1): 11-24.
- Bouma, A.H. (1962): *Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168pp.
- Darwin, V.E and Julian M.S (2007): *Well logging for earth scientists*. Springer, 149-177.
- Ginsburg, G., Soloviev, V., Matveeva, T., and Andreeva, I (2000): Sediment grain-size control on gas hydrate presence, Sites 994, 995, and 997. In Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J., and Dillon, W.P.(Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 164 :College Station, TX (Ocean Drilling Program), 237-245. Doi : 10.2973/odp.proc.sr.164.236.2000.
- Goldberg, D., Collett, T. S., and Hyndman, R. D. (2000): Ground truth: in-situ properties of hydrate. in Max, M.D., ed., *Natural Gas Hydrate in Oceanic and Permafrost Environments*: Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 295-310.
- 後藤忠徳, 桜井紀旭, 高木亮, 笠谷貴史 (2010) : 海底電磁探査の近年の進歩とメタンハイドレート検出への適用. 地学雑誌, 118(55); 935-954.
- Kenneth G. Miller., Michelle A. Kominz., James V. Browning., James D. Wright., Gregory S. Mountain., Miriam E. Katz, Peter J. Sugarman, Benjamin S. Cramer, Nicholas Christie-Blick and Stephen F. Pekar(2005): The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change, *Science* 25 November, 1293-1298. DOI:10.1126/science.1116412
- Gas hydrates geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, 31, 173-187, doi: 10.1029/93RG00268.
- Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screatton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T. and the Expedition 314/315/316 Scientists (2009): *Proc. IODP*, 314/315/316: Washinton, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.314315316.2009.
- Kraemer, L.M., Owen, R.M. and Dickens, G.R. (2000): Lithology of the upper gas hydrate zone, Blake Outer Ridge : a link between diatoms, porosity, and gas hydrate . In Paull, C.K., Matsumoto, R., Wallace, P.J., and Dillon, W.P. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Result*, 164 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 229-236. Doi : 10.2973/odp.proc.sr.164.221.2000.
- Kvenvolden, K.A. (1988): Methane hydrate a major reservoir of carbon in shallow geosphere: *Chemical Geology*, 72, 41-51.

- Kvenvolden, K. A. (1993): Gas hydrates geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, 31, 173-187, doi: 10.1029/93RG00268.
- Gas hydrates geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, 31, 173-187, doi: 10.1029/93RG00268.
- 松本良・渡部芳夫・佐藤幹夫・岡田尚武・広木義久・川崎正行(1996): 海洋ガスハイドレートの分布と産状-ODP Leg164 ブレークリッジ掘削の成果-, 地質学雑誌, 102, 932 - 944.
- Patricia, L.M., Carlos, P., William, B., Adrian, C. (1997): GRAIN-SIZE CHARACTERIZATION OF AMAZON FAN DEPOSITS AND COMPARISON TO SEISMIC FACIES UNITS *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 155.
- Paull, C. K., Matsumoto, R., Wallace, P. J., and Dillon, W. P. (2000): *Proc. ODP, Sci. Results*, 164: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10.2973/odp.proc.sr.164.2000.
- 斎藤実篤・宮川歩夢・山田泰広・木下正高(2010): 科学掘削におけるメタンハイドレートの物理検層解析：熊野堆積盆地の例, 石油技術協会誌, 75, 54-58.
- 桜井紀旭・後藤忠徳・笠谷貴史・木下正高・原田靖 (2009): 東海沖南海トラフでのメタンハイドレート分布地域における人工電流源海底電磁気探査, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, J173-013.
- 佐藤幹夫・前川竜男・奥田義久(1996): 天然ガスハイドレートのメタン量と資源量の推定, 地 19 石油公団(1984): 昭和 58 年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎物理探査「東海～熊野灘」「四国沖」調査報告書, 39-43
- 石油公団(2000): 平成 12 年度基礎試錐「南海トラフ」掘削報告書, 石油公団, 第 102 巻, 第 11 号, 959-971
- Seno, T., S. Stein, and A. Gripp (1993): A Model for the motion of the Philippine Sea Plate Consistent With NUVEL-1 and Geological Data, *J. Geophys. Res.*, 98(B10), 17941-17948.
- Su, X., Song, C-B., and Fang, N.-Q.(2006): Relationship between Sediment Granulometry and the Presence of Gas Hydrate on Hydrate Ridge. In Trehu, A.M., Bohrmann, G., Torres, M.E., and Colwell, F.S. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 204; College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1-30. doi : 10.2973/odp.proc.sr.204.115.2006
- 田中彰一(2003): 21 世紀の非在来型ガス資源確保への挑戦—我が国におけるメタンハイドレート資源開発研究—, 石油技術協会誌 68(2/3), 149-155.
- 棚橋学(2002): メタンハイドレート資源の開発, 物理探査, 55, 5, 403-424.
- Tokunaga, T., 2000: The role of turbidites on compaction and dewatering of underthrust sediments at the toe of the northern Barbados accretionary prism: new evidence from Logging While Drilling, ODP Leg 171A : *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 385-395.
- Trehu, A.M., Ruppel, C., Holland, M., Dickens, G.R., Torres, M.E., Collett, TS ., Goldberg, D., Riedel, M., Schultheiss, P (2006): Gas Hydrates in marine sediments: Lessons from Scientific Ocean drilling

Oceanography, 19, 4, 124-143.

Weinberger, J.L., Brown, K. M., and Long, P.E. (2005): Painting a picture of gas hydrate distribution with thermal images, Geophysical. Research Letter., 32. doi : 10.1029/2004GL021437.

謝辞

本研究を進めるにあたり多くの方にご指導いただきました。斎藤実篤博士（海洋研究開発機構）には本研究を進めるにあたり的確なアドバイスを頂き、掘削同時検層の解釈においても基礎から指導していただきました。指導教官である芦寿一郎准教授（海洋研）は様々な地質学的解釈において終始的確なアドバイスを頂きました。真田佳典博士（海洋研究開発機構）・中村恭之博士（海洋研究開発機構）には掘削同時検層の解釈についてアドバイスを頂きました。最後になりましたが、海洋研の諸先輩方、同期、後輩の皆様には日頃から議論や生活面において大変お世話になりました。この場を借りて深く感謝の意を表します。また、両親には大学院生活の全面的な援助をしていただきました。深く感謝の意を表します。

2011 年 1 月 28 日 桜井紀旭

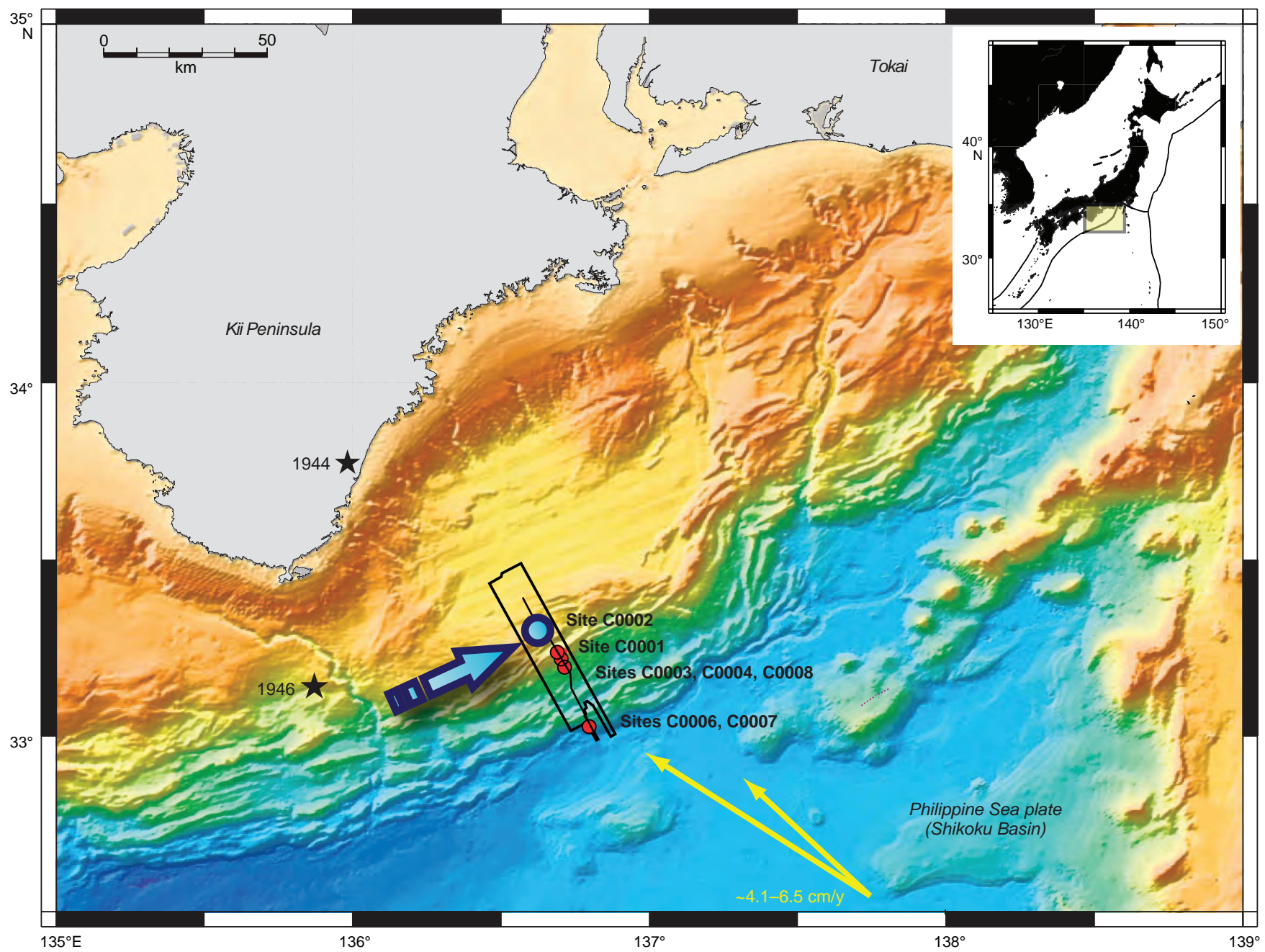


図 1-1. 研究海域図 熊野海盆南縁域 掘削孔 C0002 の位置を示す
(矢印の先端部) (Kinoshita et al., 2009 に加筆)

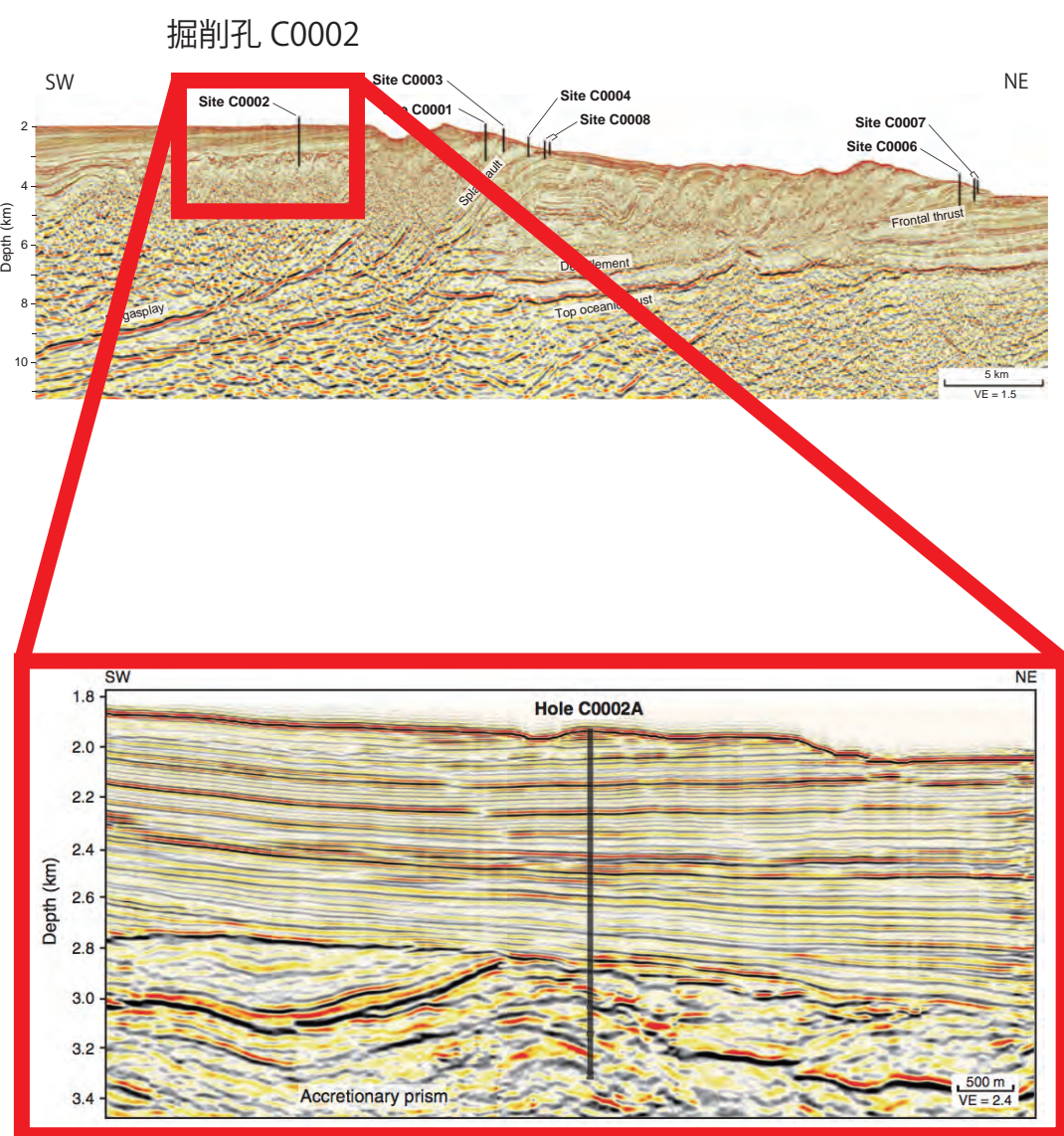


図 2-1. 反射法地震波探査による断面
(Kinoshita et al., 2009 に加筆)

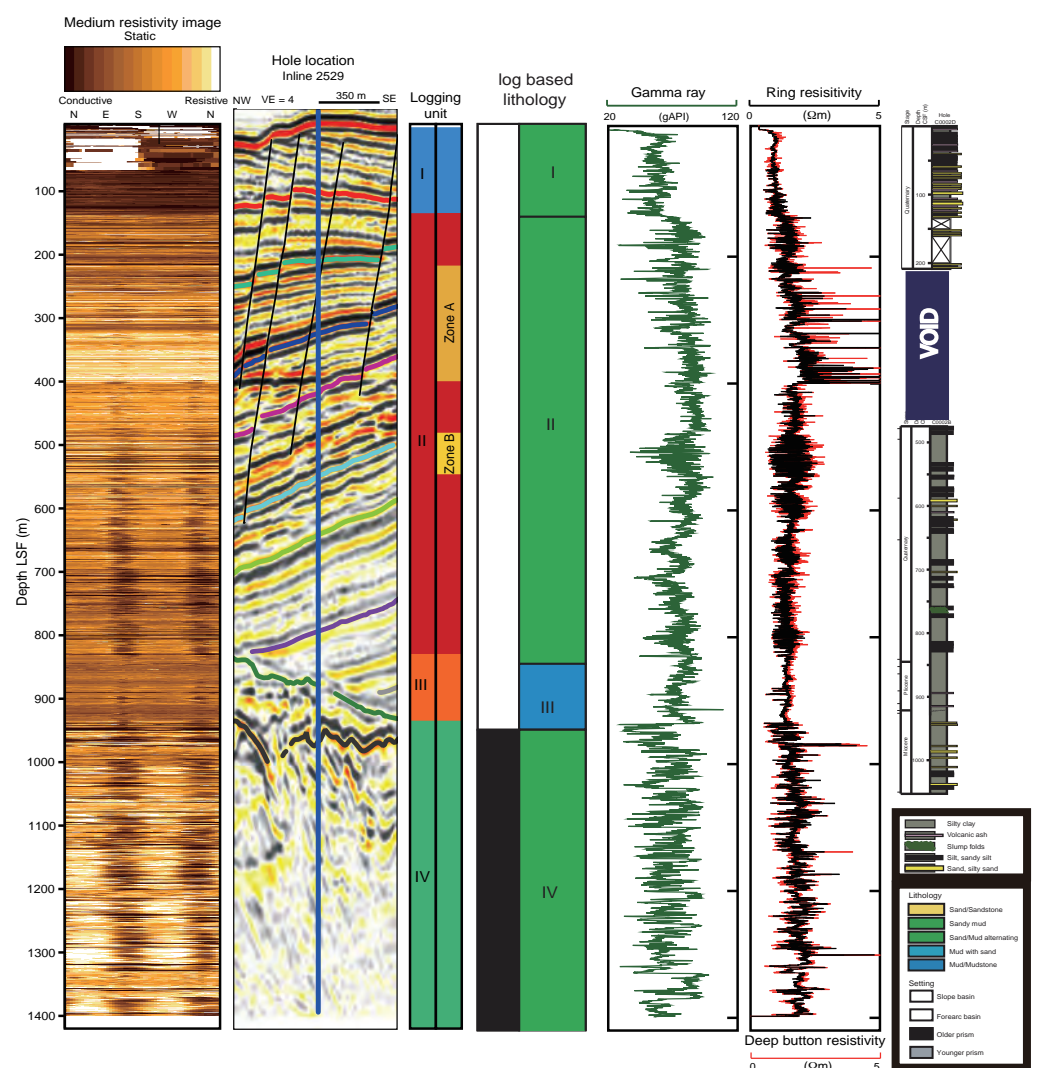


図 2-2. 物理検層データと岩相記載
(Kinoshita et al., 2009 に加筆)

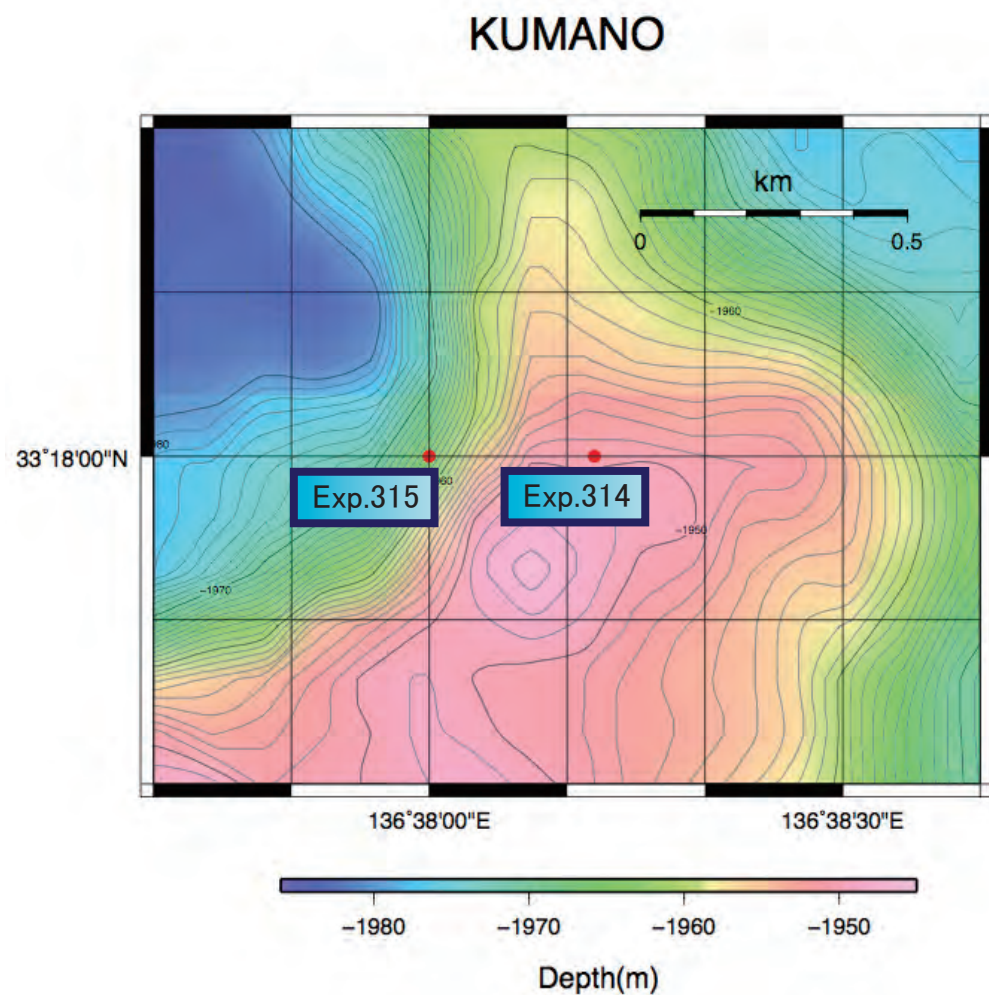


図 5-1. Exp. 314 と Exp. 315
2 つの掘削孔（赤点）はおおよそ 350m 離れている

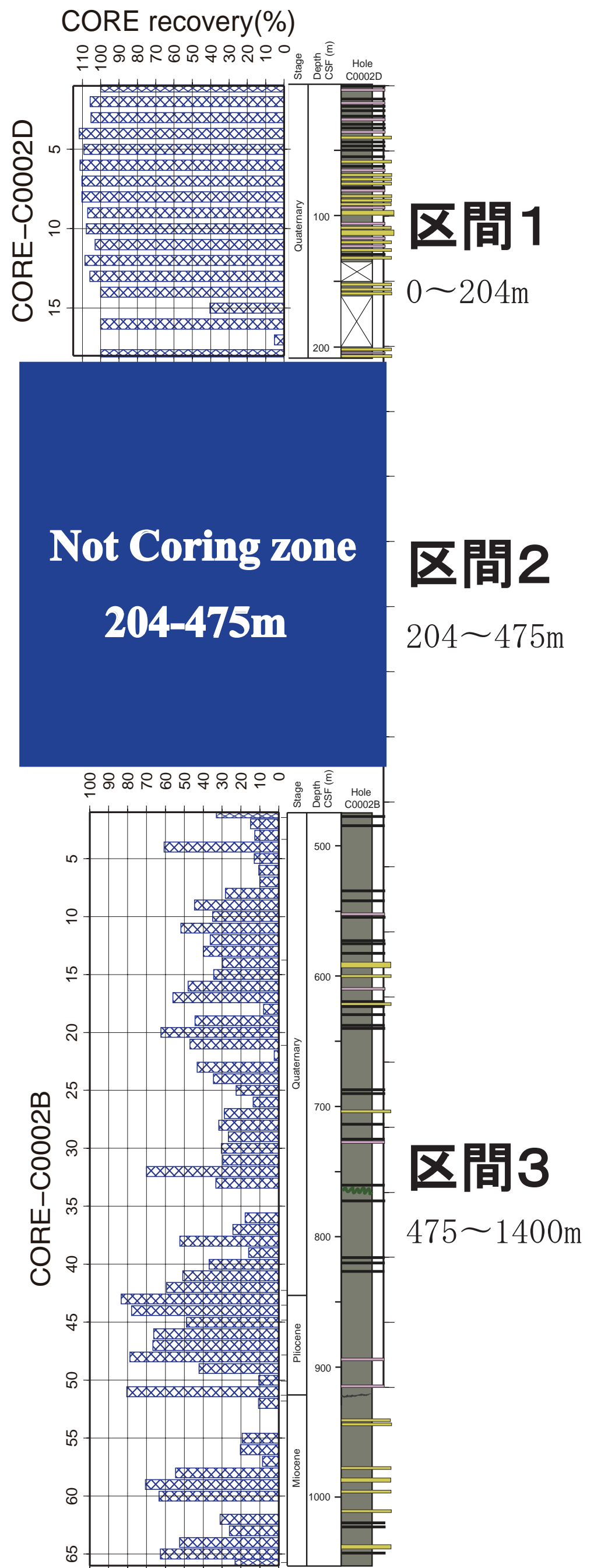


図 6-1. コアの回収率
区間 1 の回収率は平均 100%
区間 3 の回収率は平均 37.6%

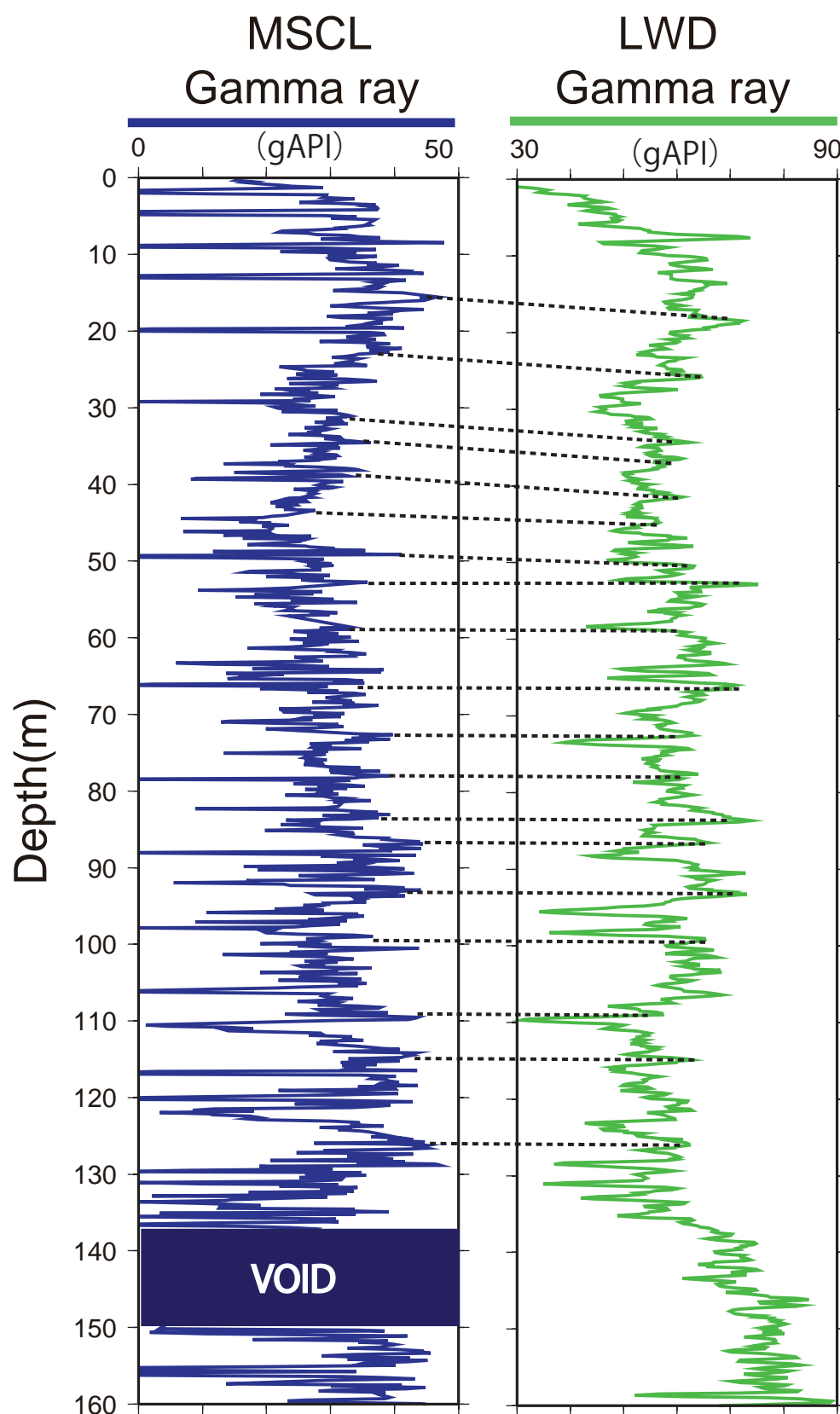
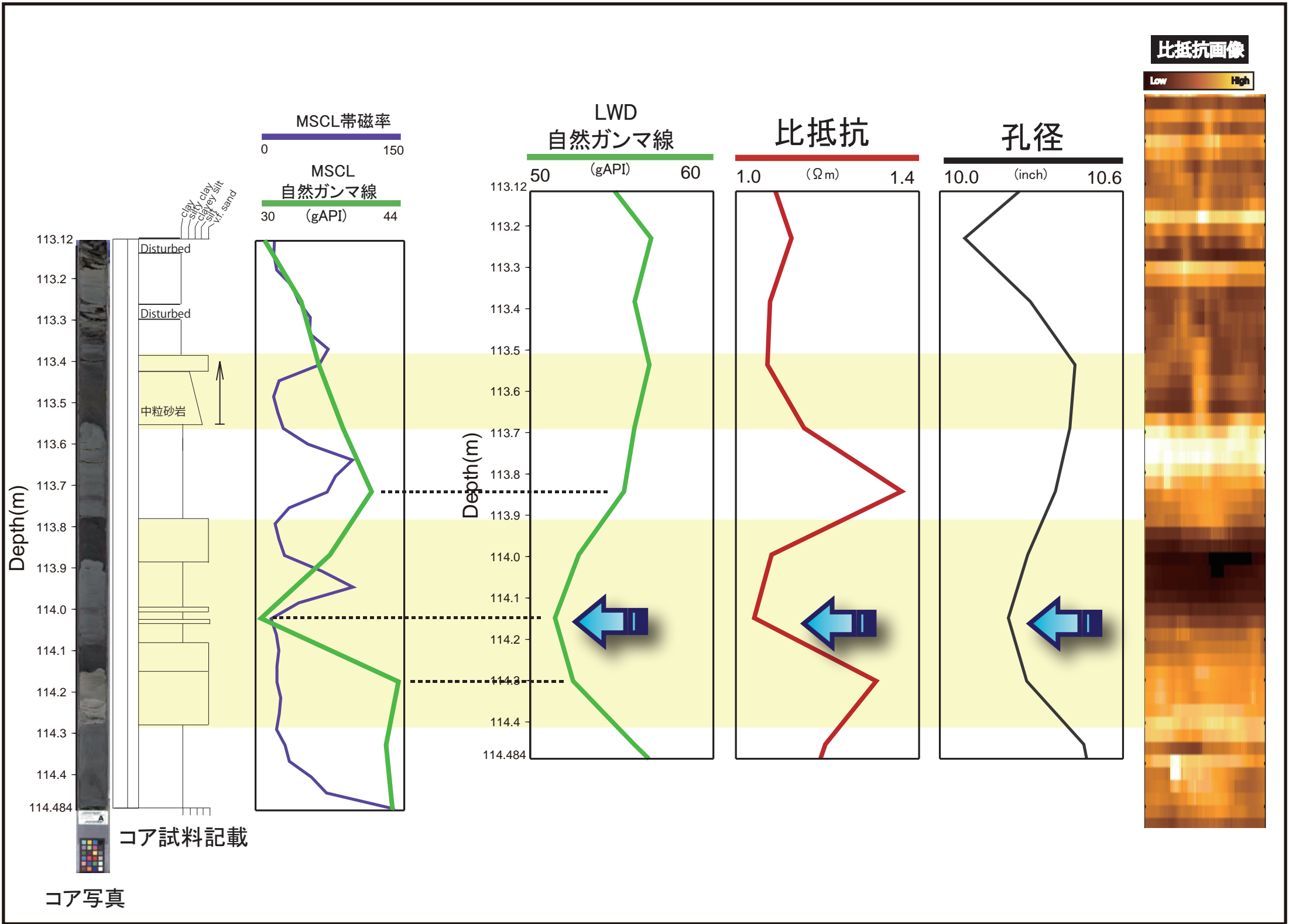


図 5-2. MSCL&LWD 自然ガンマ線
Exp. 314 (LWD) と Exp. 315 (MSCL) より深度の違いを見積もる



SiteC0002D 13H-3(113.120-114.487m)

コア試料	深度	厚さ	LWD 自然ガンマ線	比抵抗	比抵抗 画像
中粒砂層	113.39m から 113.54m	15cm	H	L	L
泥	113.54m から 113.69m	15cm	H	H	H
極細粒砂	113.69m から 113.80m	11cm	L	L	L
泥（極細粒砂 2枚挟在）	114.2m	1cm	L	L	L
砂質優勢互層	113.80m から 114.30m	50cm	L	L	L～H
泥	114.287m から 114.487m	20cm	H	H	H

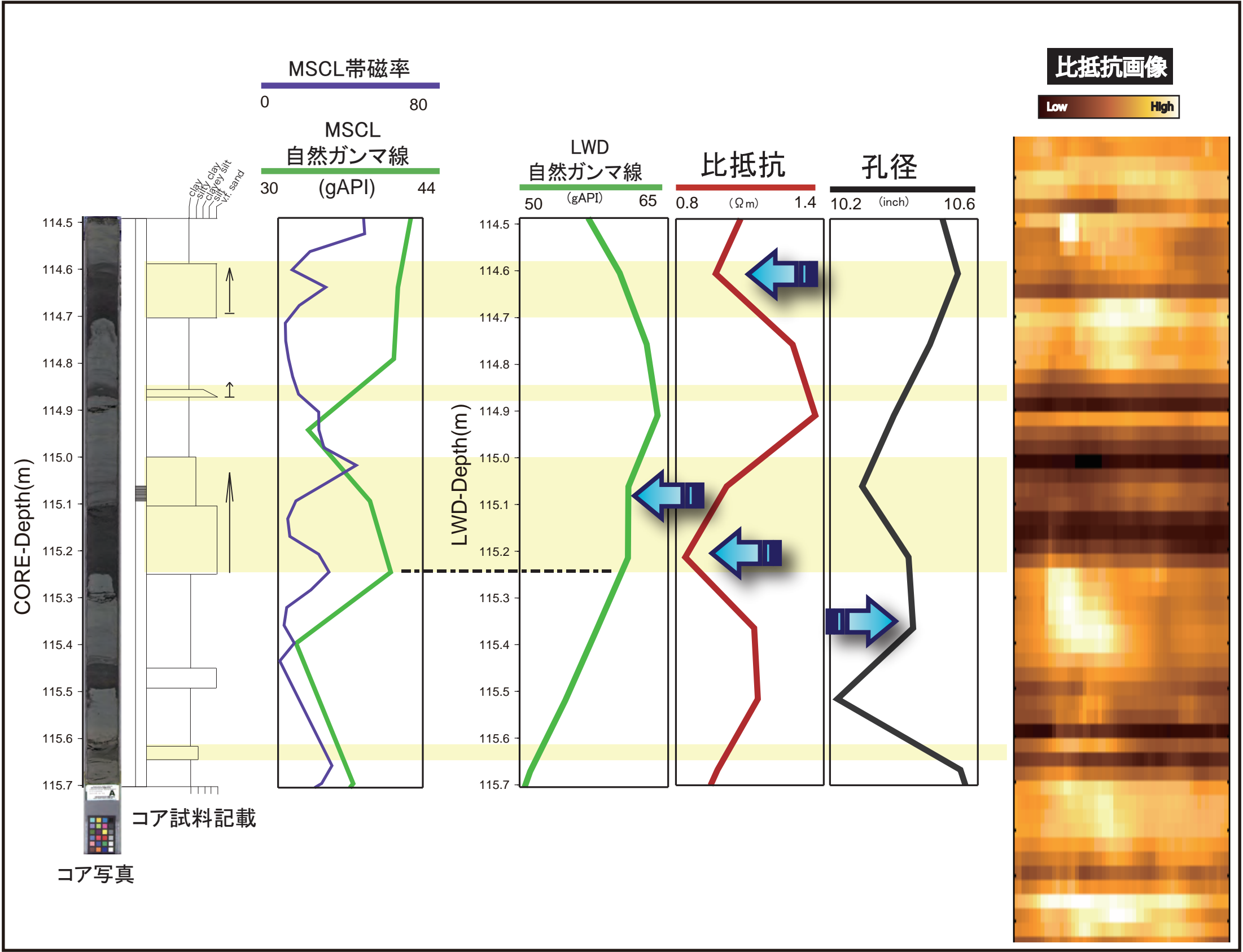
H: 測定値が周囲に比べて高い(右に振れる)

L: 測定値が周囲に比べて低い(左に振れる)

N/A : Not Applicable

比抵抗画像の場合：測定値が周囲に比べて高ければ明るく，低ければ暗い

図 6-2. 13H-3(113.120-114.484m) a: コアと検層の対比（上） / b: 解釈まとめ表（下）



SiteC0002D 13H-4(114.487-115.705m)

コア試料	深度	厚さ	LWD 自然ガンマ線	比抵抗	比抵抗 画像
極細粒砂	114.55m から 114.675m	12.5cm	H	L	L
泥（細粒砂挟在）	114.87m から 114.895m	2.5cm	H	H	L
極細粒砂	115.00m から 115.26m	26cm	L	L	L
泥（極細粒砂挟在）	115.45m から 115.50m	5cm	H	H	L
細粒砂	115.62m から 115.645m	2.5cm	H	L	L

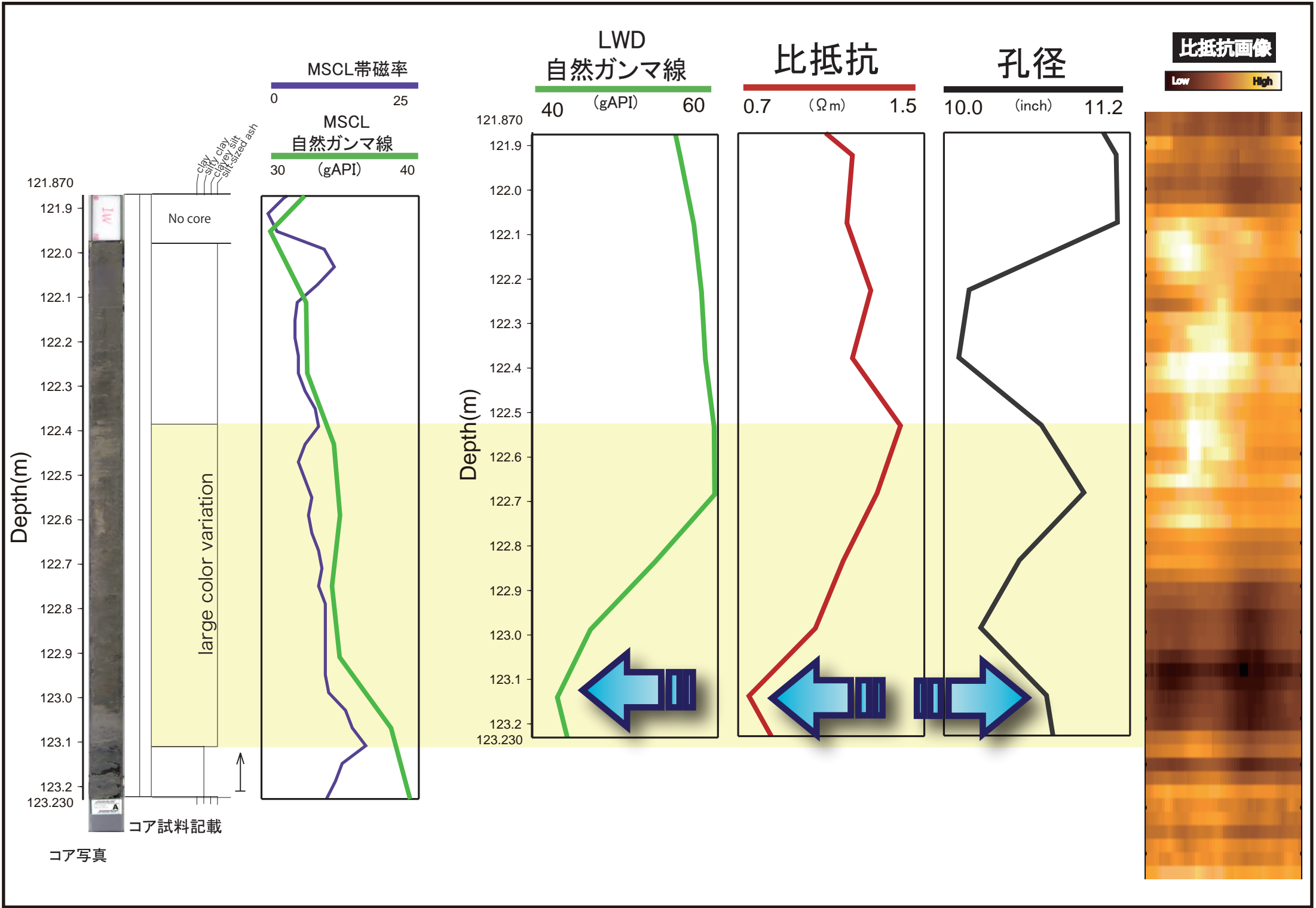
H: 測定値が周囲に比べて高い(右に振れる)

L: 測定値が周囲に比べて低い(左に振れる)

N/A : Not Applicable

比抵抗画像の場合：測定値が周囲に比べて高ければ明るく，低ければ暗い

図 6-3. 13H-4(114.487-115.705m) a: コアと検層の対比（上） / b: 解釈まとめ表（下）



SiteC0002D 14H-3(121.870-123.230m)

コア試料	深度	厚さ	LWD 自然ガンマ線	比抵抗	比抵抗 画像
火山灰	122.0m から 122.4m	40cm	H	H	H
火山灰	122.4m から 123.1m	70cm	L	L	L

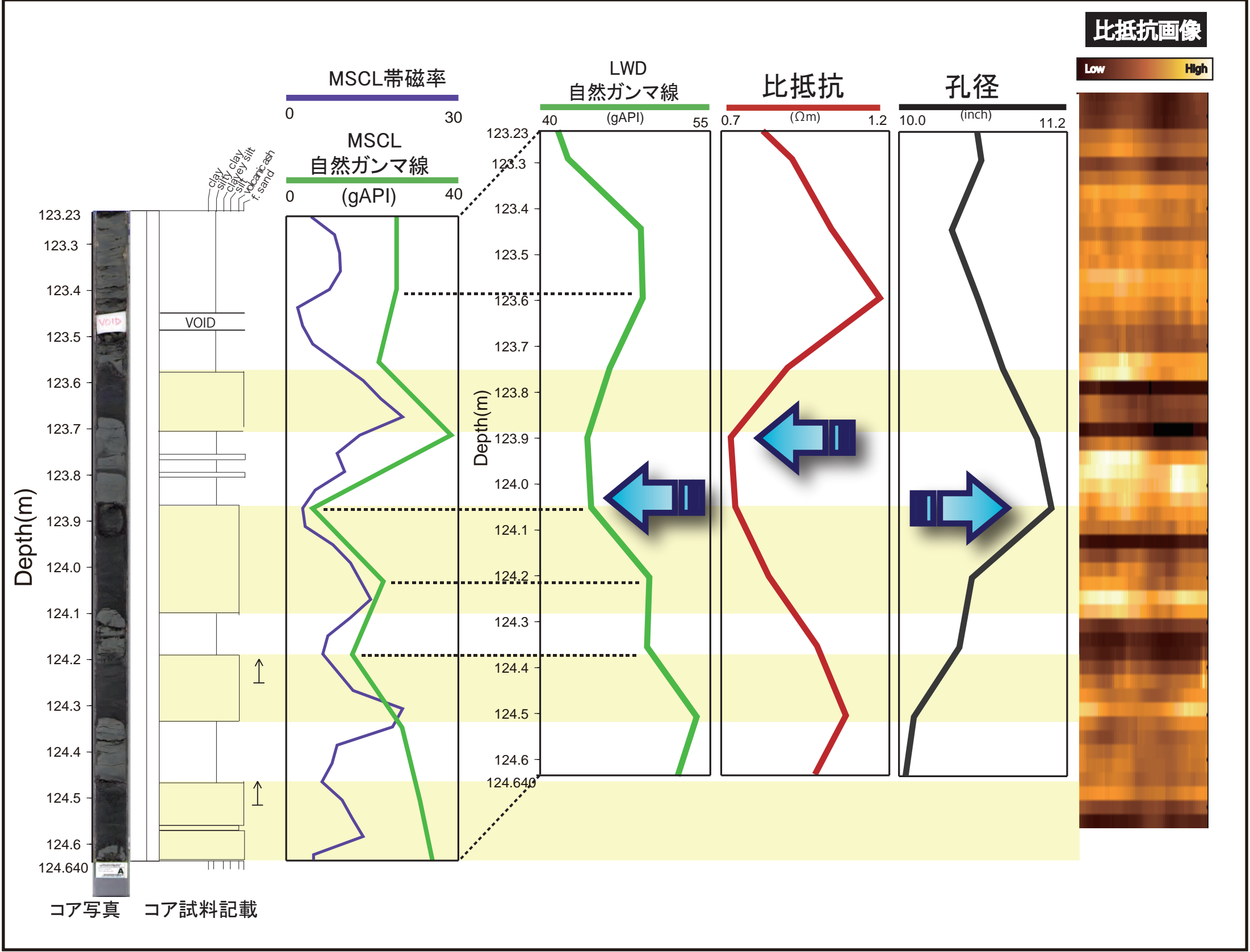
H: 測定値が周囲に比べて高い(右に振れる)

L: 測定値が周囲に比べて低い(左に振れる)

N/A : Not Applicable

比抵抗画像の場合：測定値が周囲に比べて高ければ明るく，低ければ暗い

図 6-4. 14H-3:121.870-123.230m a: コアと検層の対比（上） / b: 解釈まとめ表（下）



SiteC0002D 14H-4(123.230-124.640m)

コア試料	深度	厚さ	LWD 自然ガンマ線	比抵抗	比抵抗 画像
泥	123.23m から 123.50m	27cm	H	H	H
細粒砂	123.50m から 123.68m	18cm	L	L	L
泥	123.68m から 123.86m	18cm	L	L	H
細粒砂	123.86m から 124.10m	24cm	L	L	L
泥	124.10m から 124.20m	10cm	L	L	H
細粒砂	124.20m から 124.32m	12cm	L	L	L
泥	124.32m から 124.45m	13cm	H	H	H
細粒砂	124.45m から 124.64m	19cm	L	L	L

H: 測定値が周囲に比べて高い(相対的に右に振れる)

L: 測定値が周囲に比べて低い(相対的に左に振れる)

N/A : Not Applicable

比抵抗画像の場合: 測定値が周囲に比べて高ければ明るく, 低ければ暗い

図 6-5. コア 14H-4(123. 230-124. 640m) a: コアと検層の対比 (上) / b: 解釈まとめ表 (下)

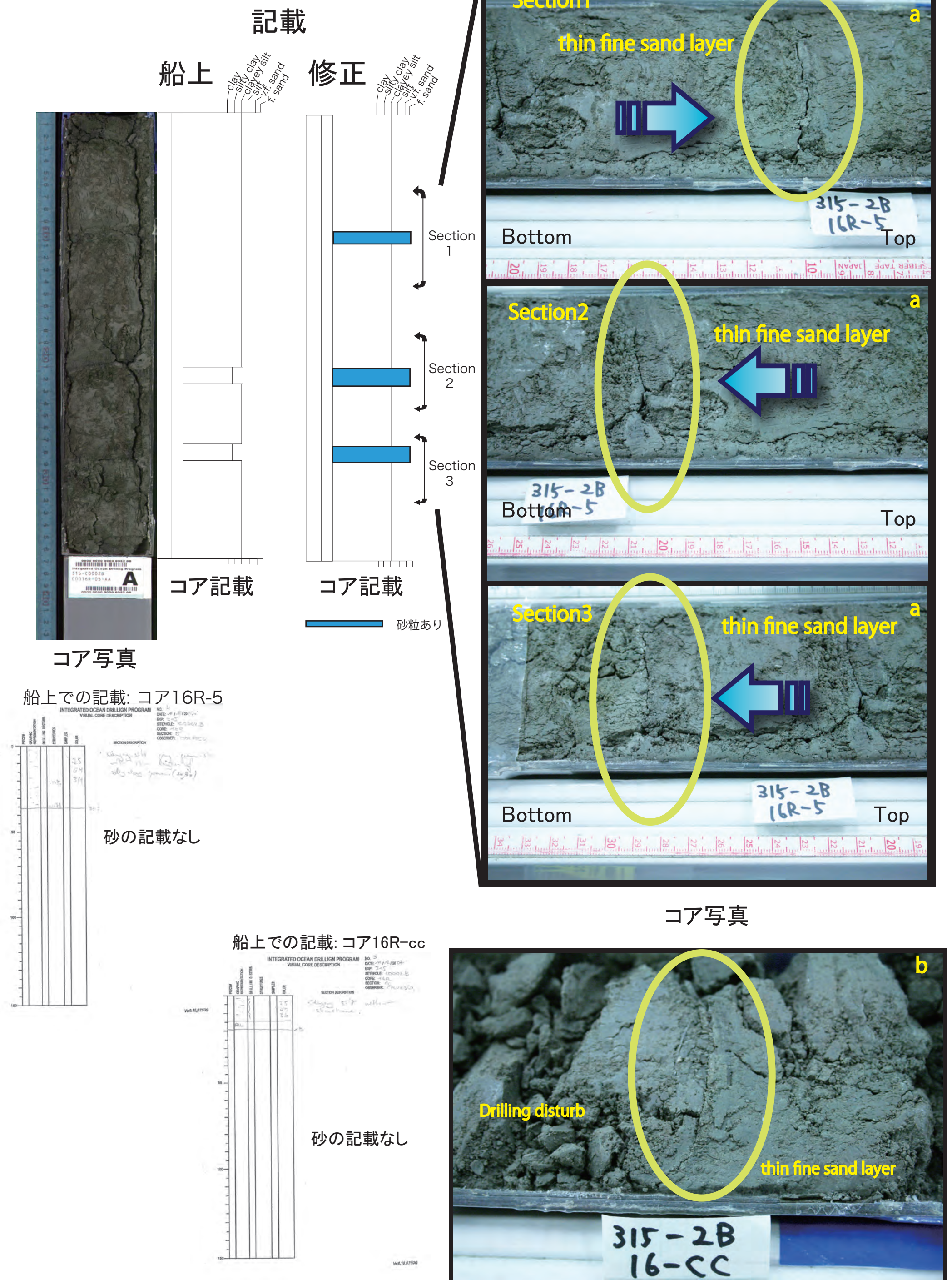


図 6-7 薄い砂層の発見コア 16R (深度 609.0~613.785m) a:16R-5/b:16R-cc

a: 自分の作った詳細な記載によりコア 16R-5 の section1, 2, 3 の矢印の場所にこれまで報告のなかった泥に挟在された砂層を確認 (それぞれの厚さは 1cm 未満) (上) /b: 同じくコア 16R-cc の円の中にも確認 (下)

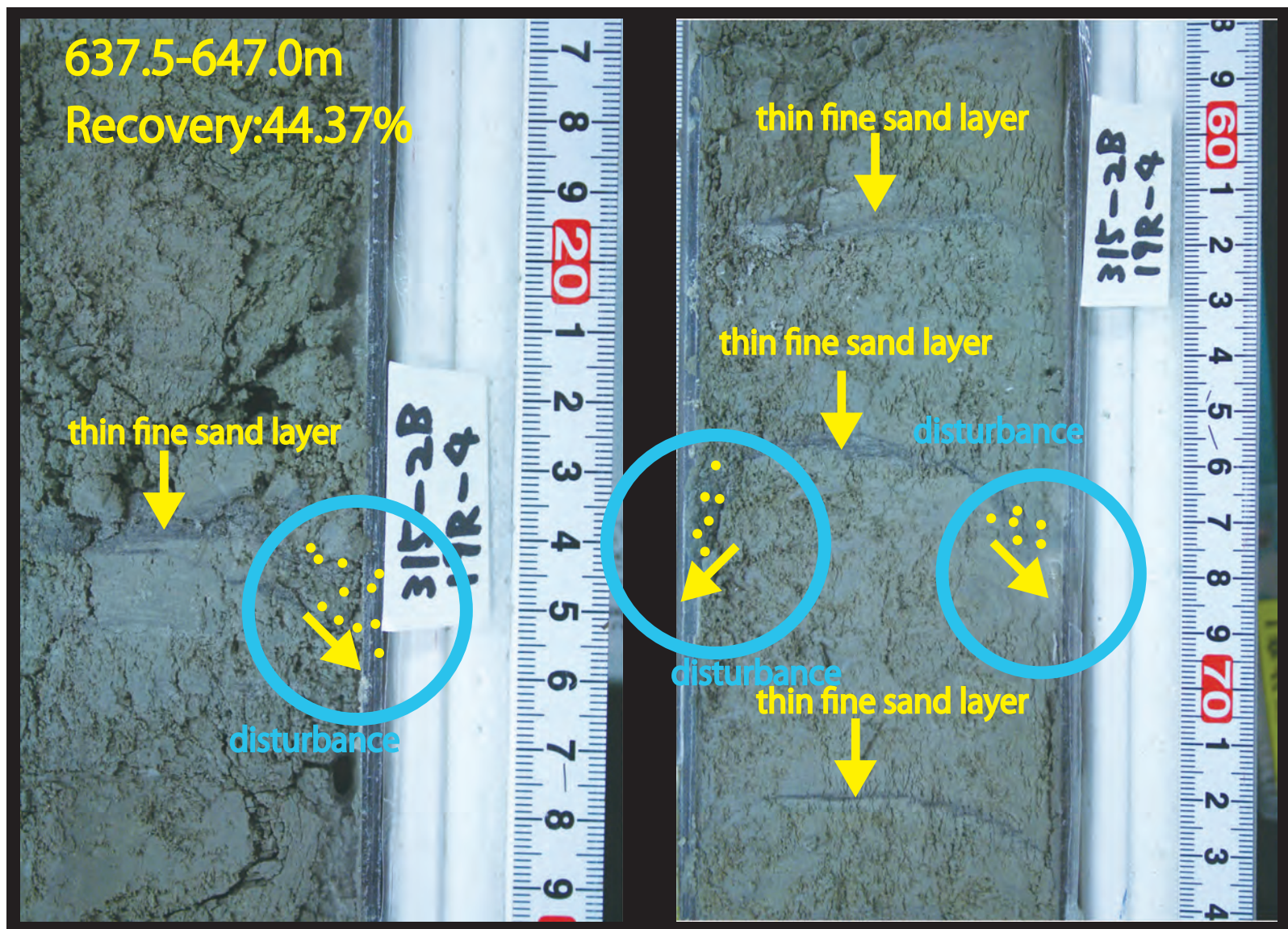
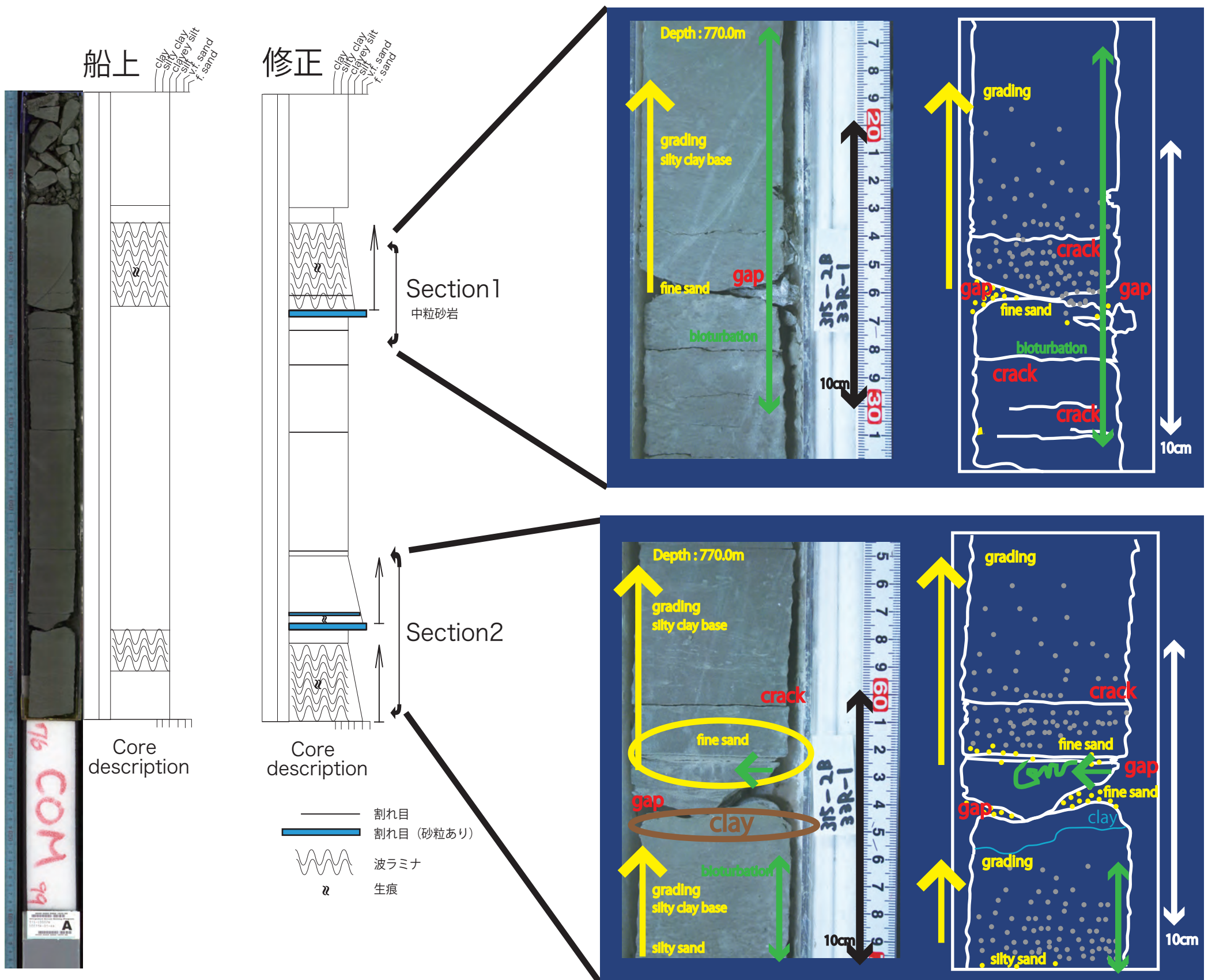
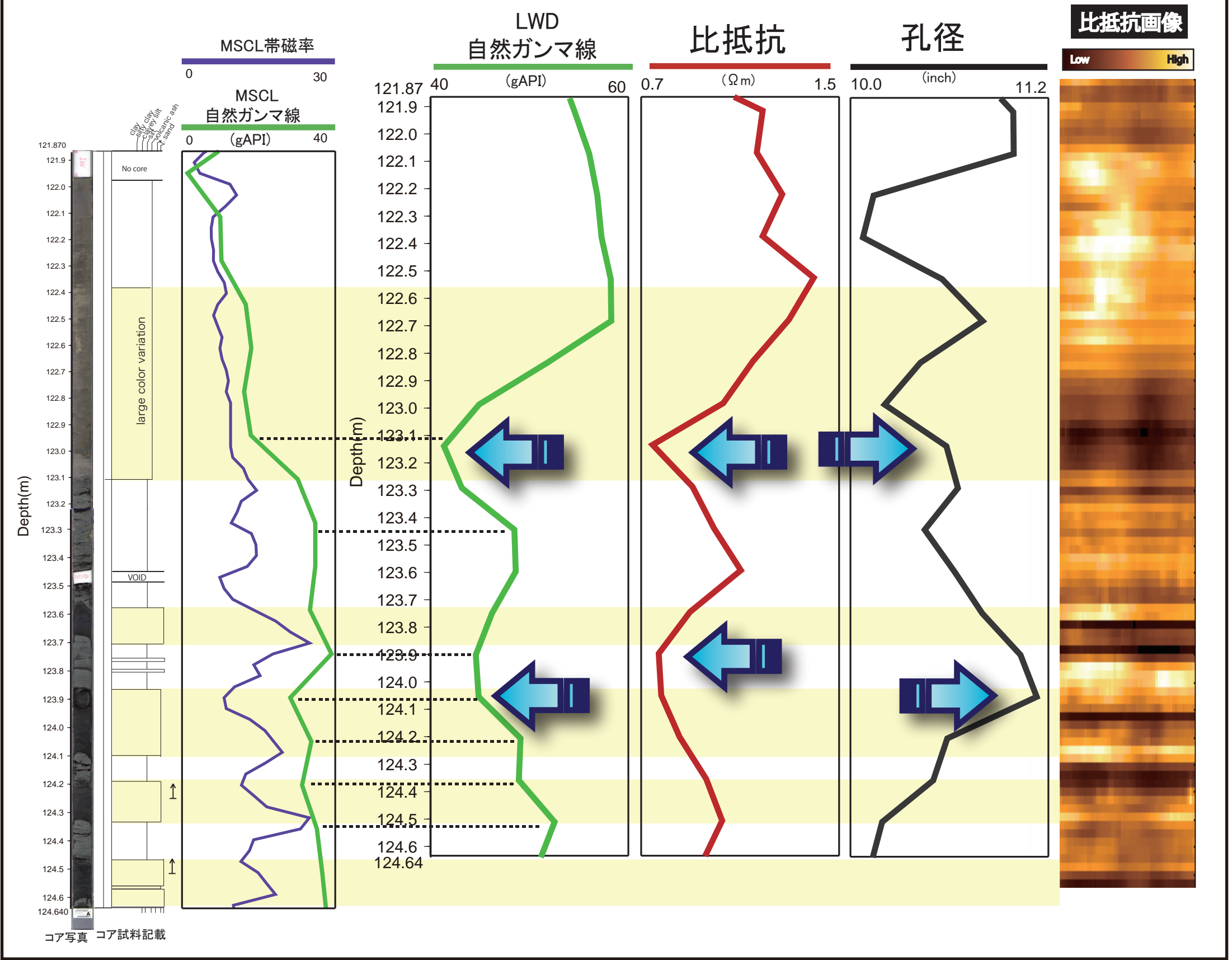


図 6-8. コア 19R (深度 637. 500～641. 910m)
泥に挟在された砂を確認．砂が抜け落ちている様子も観察された（青まる）．



Core photograph

図 6-9. 船上コア記載との比較（左） / 観察&記載（右）
コアとコアの間の欠落部に砂を発見．欠落部より上方に細粒化をしている．



SiteC0002D14H-3(121.870-123.230m) 14H-4(123.230-124.640m)連続区間

コア試料	深度	厚さ	LWD 自然ガンマ線	比抵抗	比抵抗 画像
火山灰	122.00m から 122.40m	40cm	H	H	H
火山灰	122.40m から 123.10m	70cm	L	L	L
泥	123.23m から 123.50m	27cm	H	H	H
細粒砂	123.50m から 123.68m	13cm	L	L	L
泥	123.68m から 123.86m	18cm	L	L	H
細粒砂	123.86m から 124.10m	24cm	L	L	L
泥	124.10m から 124.20m	10cm	L	L	H
細粒砂	124.20m から 124.32m	12cm	L	L	L
泥	124.32m から 124.45m	13cm	H	H	H
細粒砂	124.45m から 124.64m	12cm	L	L	L

H: 測定値が周囲に比べて高い(相対的に右に振れる)
L: 測定値が周囲に比べて低い(相対的に左に振れる)
N/A : Not Applicable
比抵抗画像の場合: 測定値が周囲に比べて高ければ明るく, 低ければ暗い

図 6-10. 14H-3・14H-4(121.870-124.640m) a: コアと検層の対比 (上) / b: 解釈まとめ表 (下)

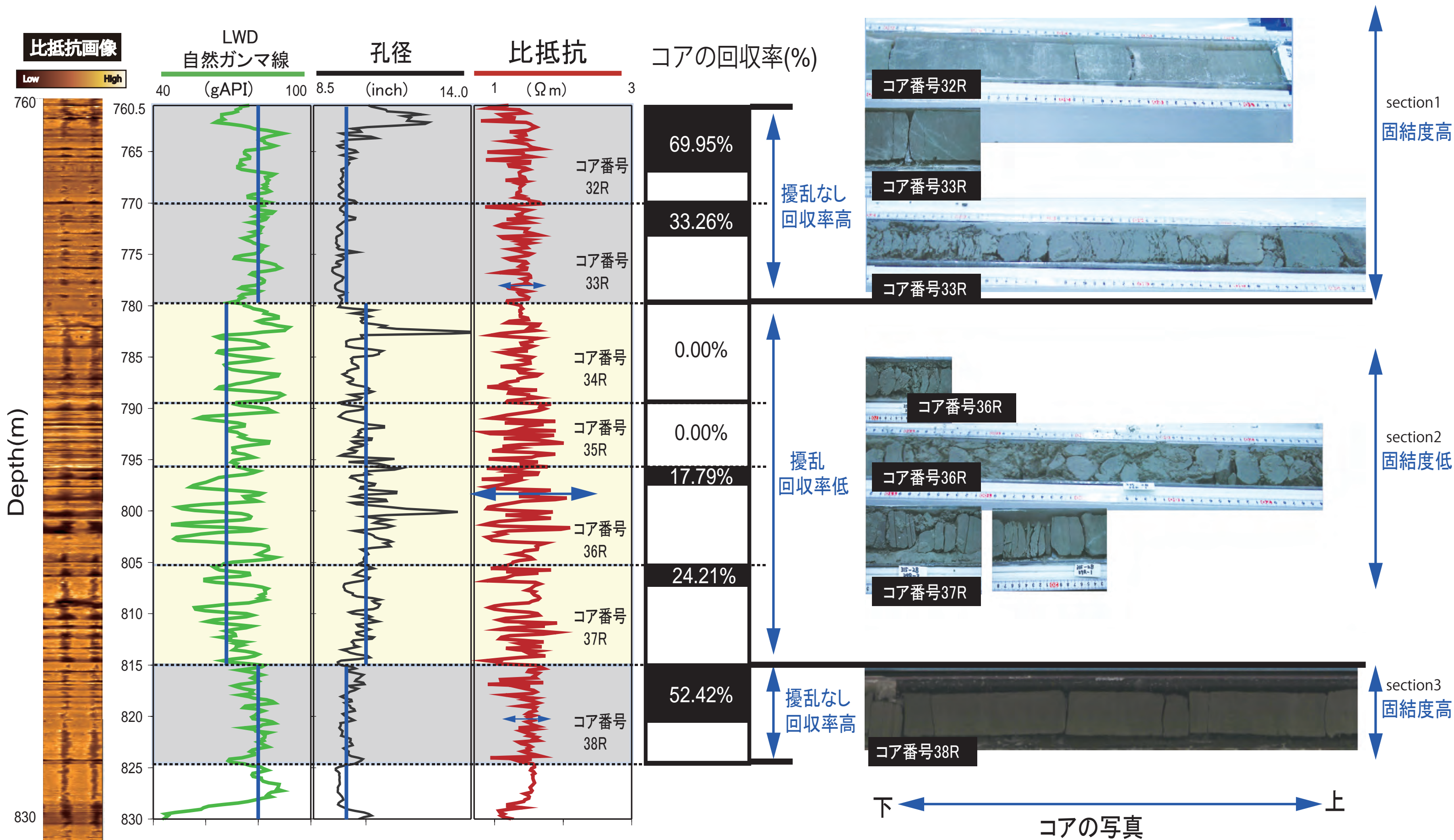


図 6-11. 区間 3 : 760.5m-830.0m コア試料と検層データの比較

760.5-780.0m は検層から泥がち，コアは固結度高い． 780.0-815.0m は検層から砂がち，コアは固結度低い． 815.0-830.0m は検層から泥がち，コアは固結度高い．

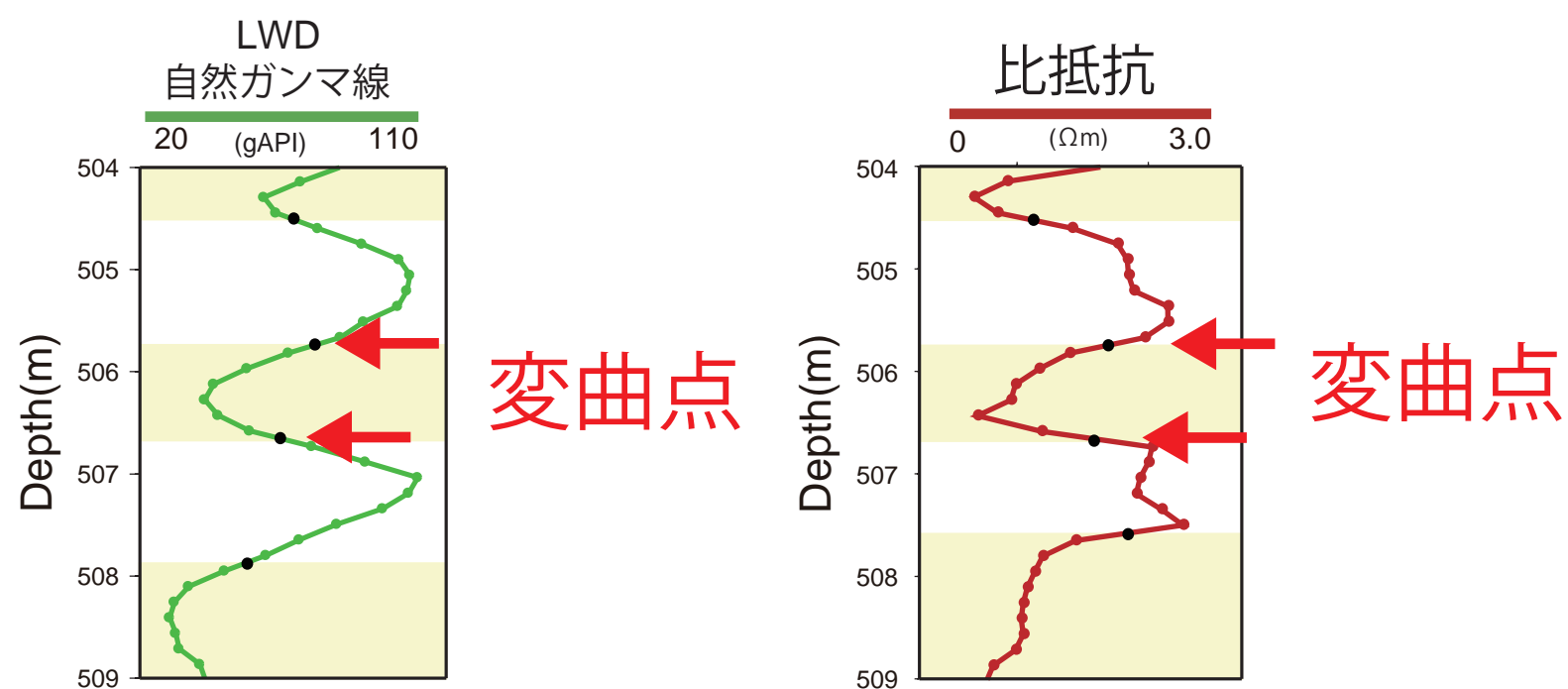
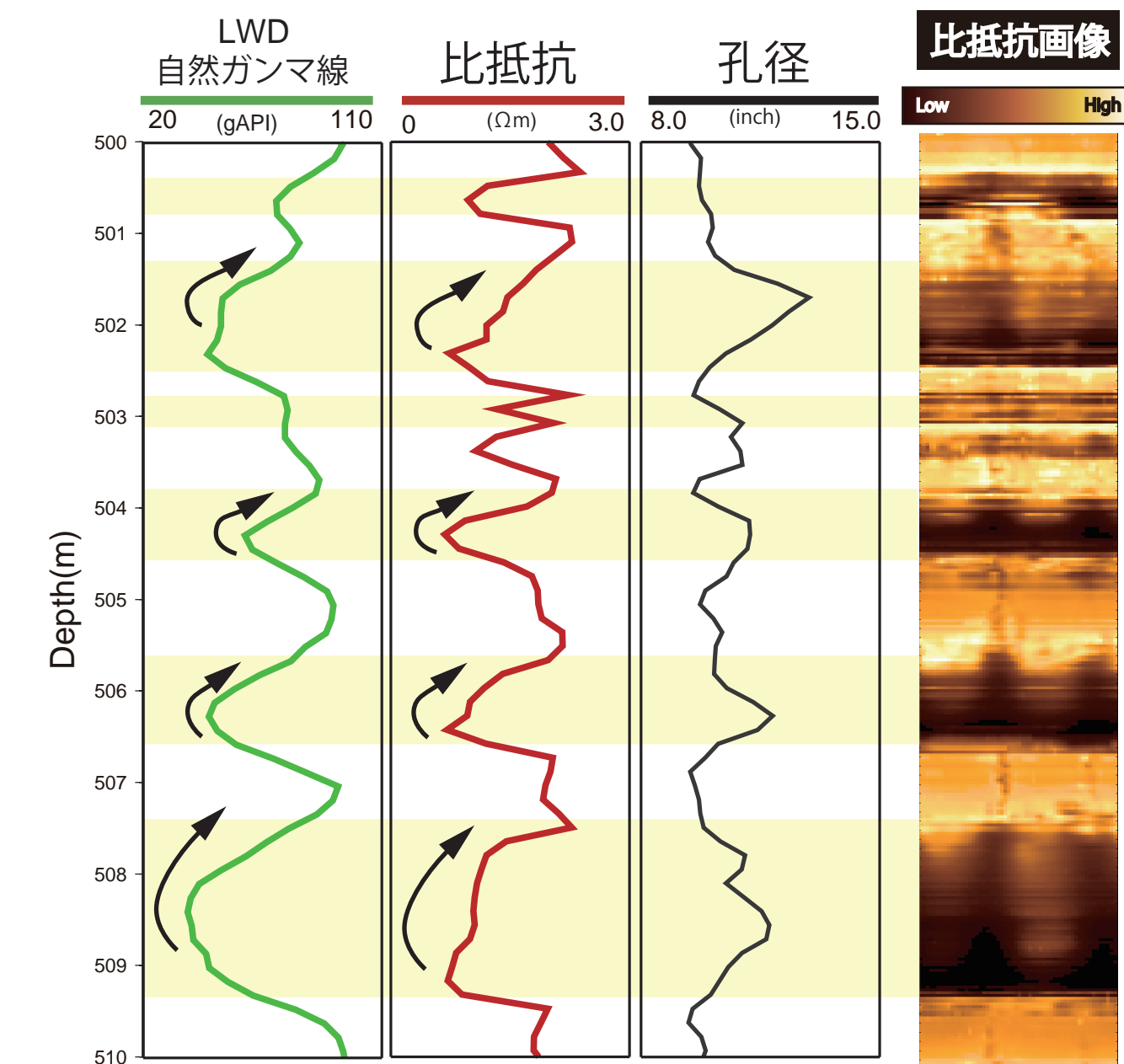


図7-1. 自然ガンマ線と比抵抗の値から砂の厚さを見積もる

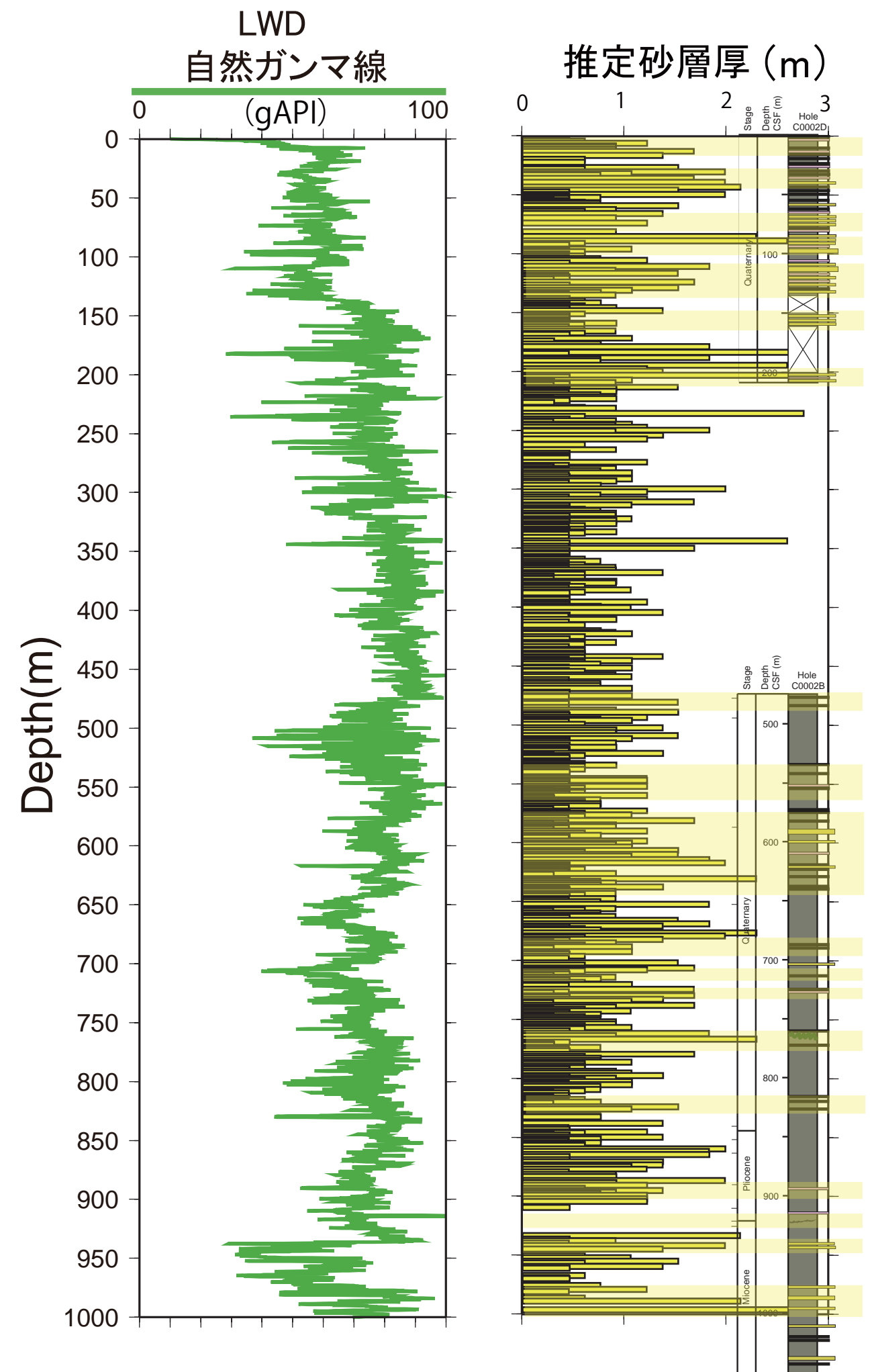


図7-2. 自然ガンマ線から見積もられた砂の厚さ

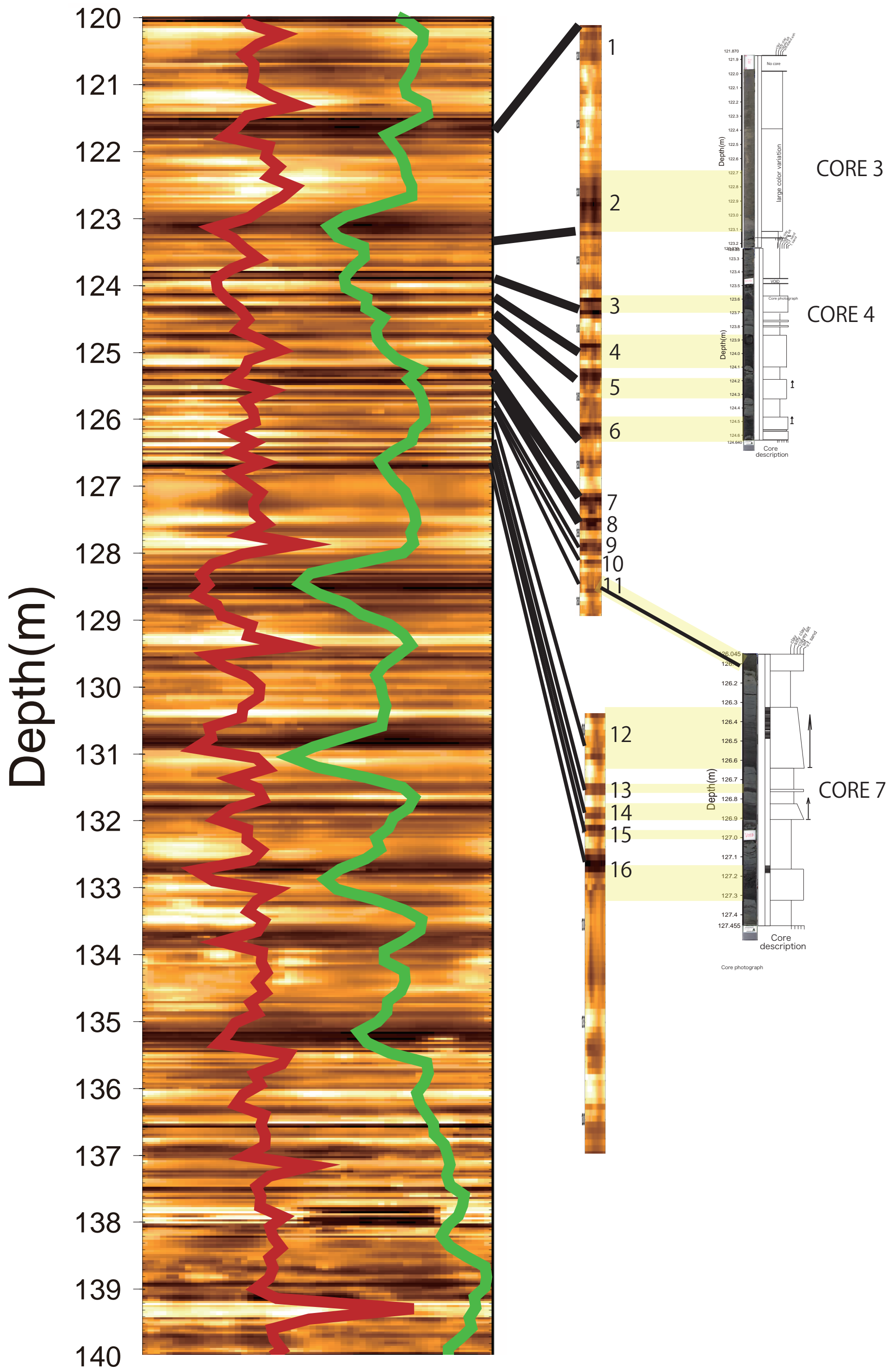


図8-1. 比抵抗画像とコア試料中の砂層の対比

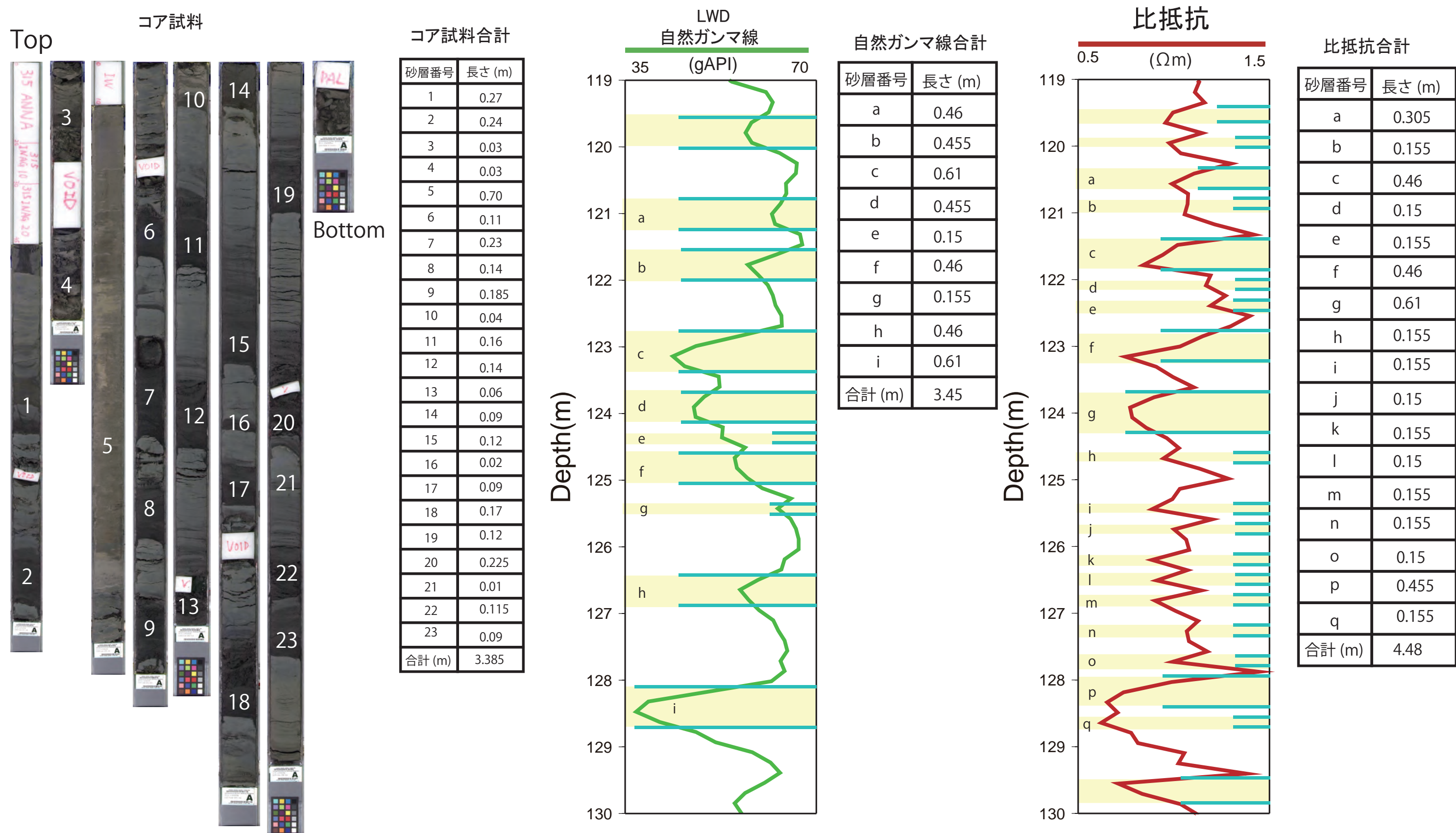


図 8-2. 区間 1 でのコアの砂の合計と物理検層データからの砂の見積もり

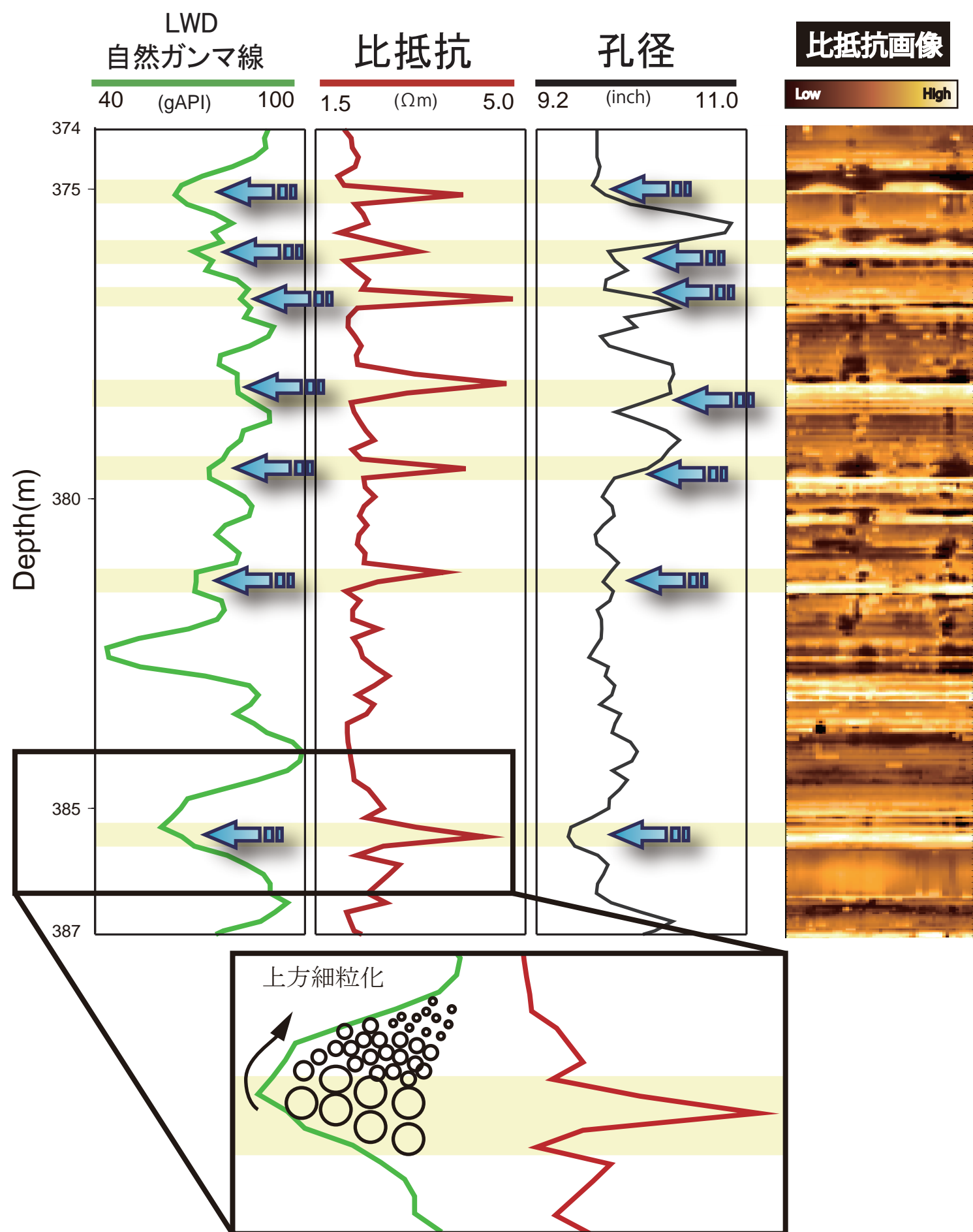


図 8-3. 区間 2 : a:374m から 387m のメタンハイドレート域 (上)
 / b: メタンハイドレートの砂層への集積概念図 (下)

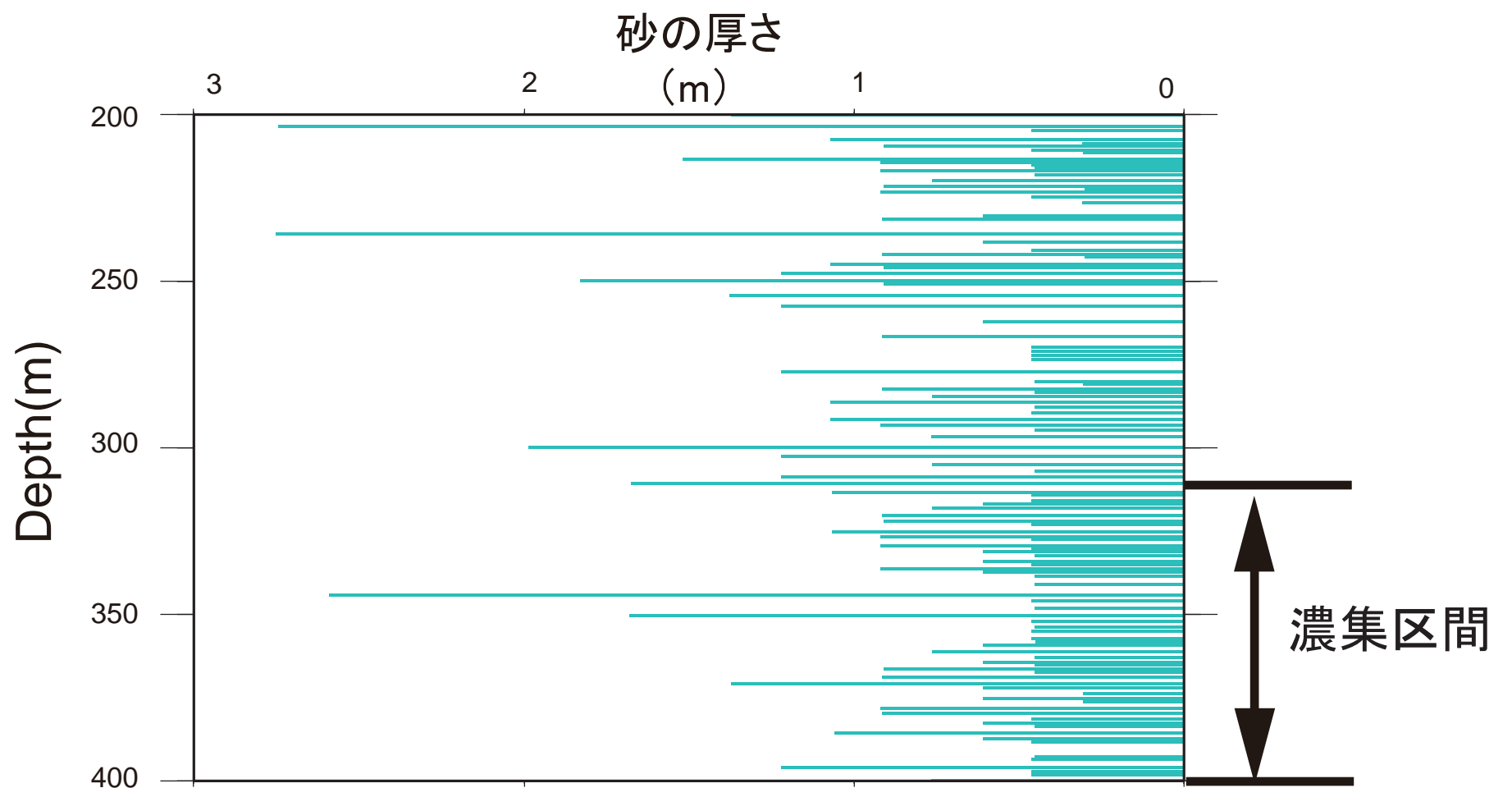


図 8-4. 区間 2 : 自然ガンマ線によるメタンハイドレート域 (およそ 200m から 400m)
 における砂の見積もり . 200m の区間のうち砂層は 89.36m であった .

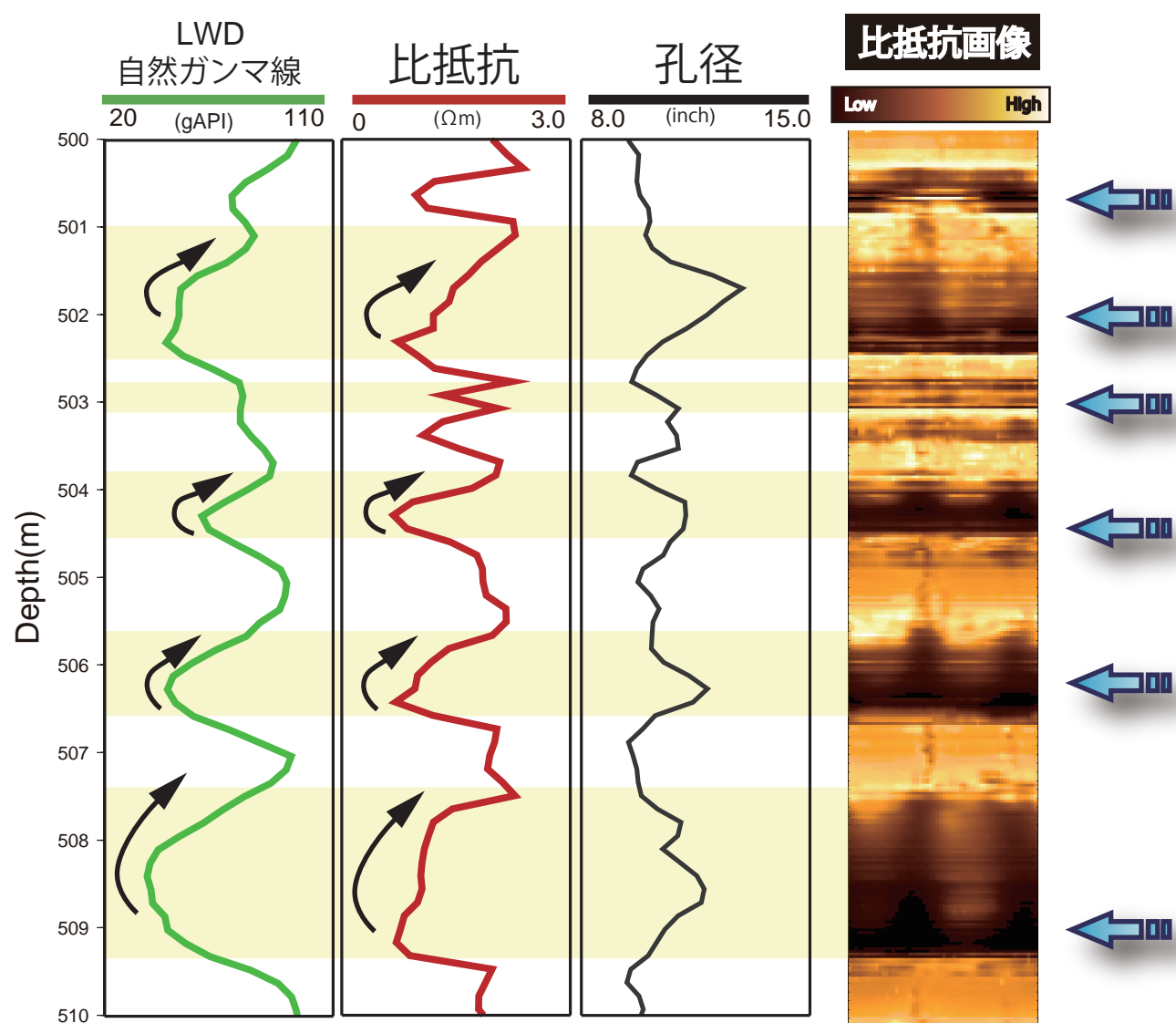


図 8-5. 区間 3：深部での上方細粒化（矢印：黒）

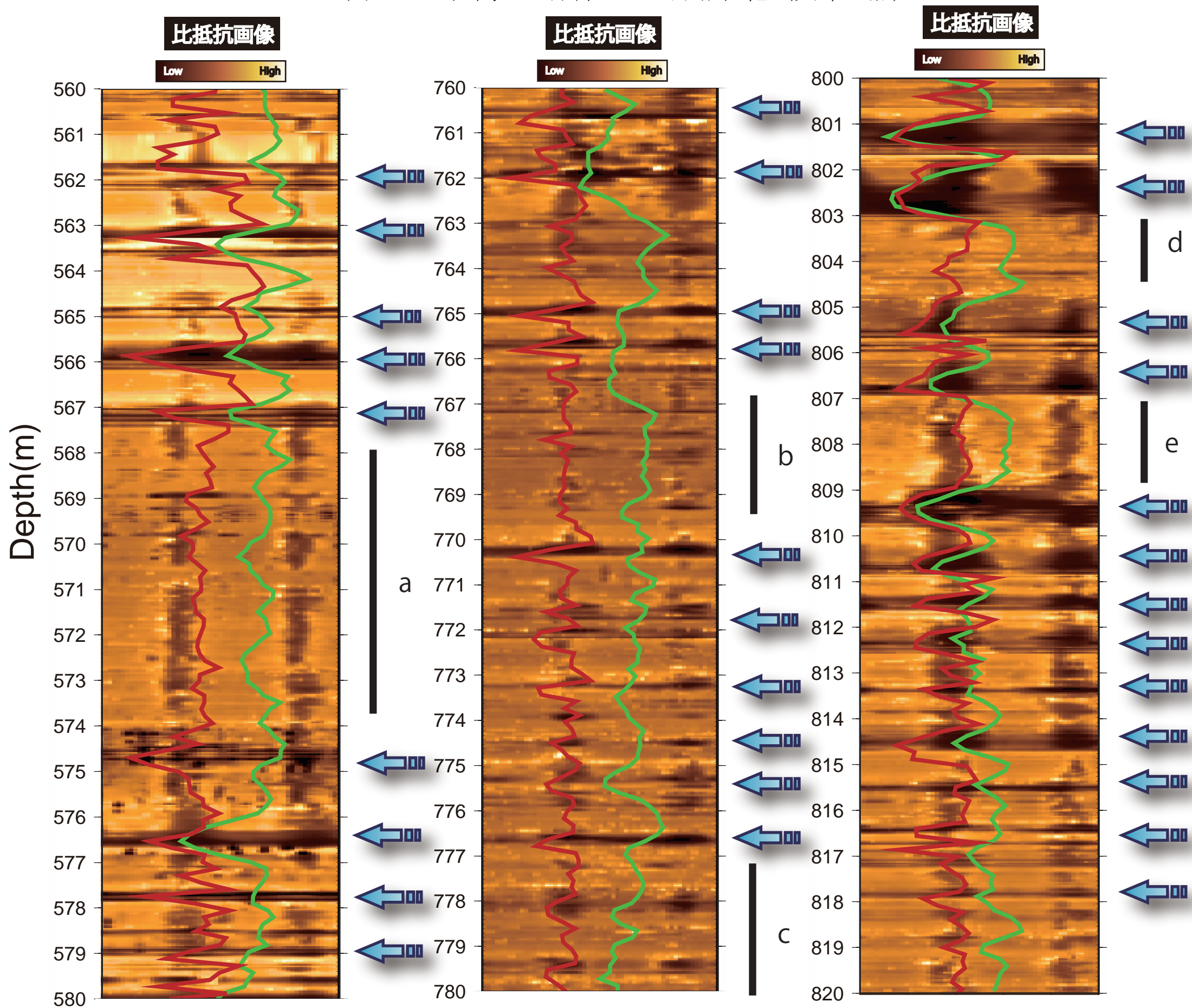


図 8-6. 区間 3：比抵抗画像，LWD 自然ガンマ線（緑），比抵抗（赤），推定砂層箇所（矢印：青）

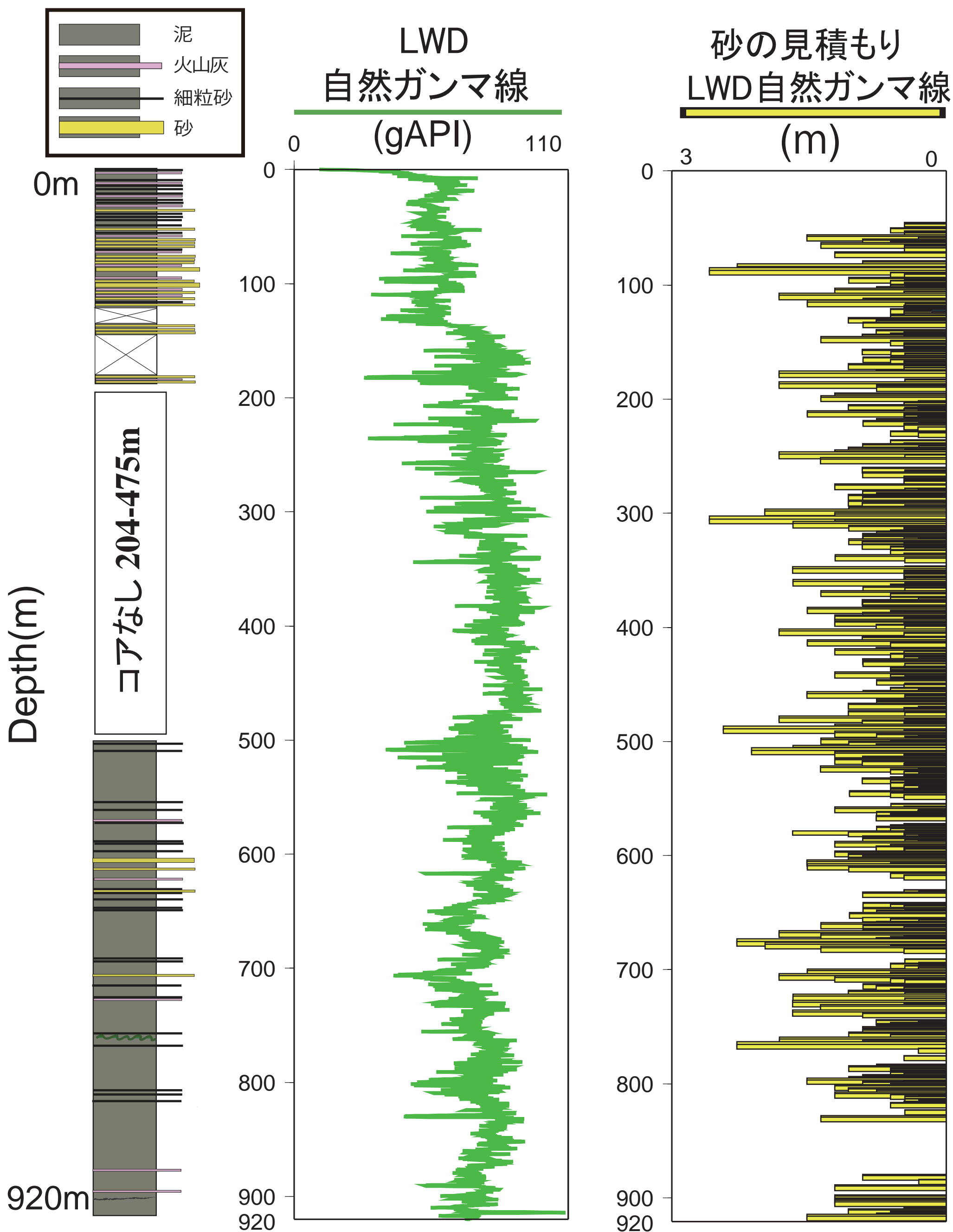


図 8-7. 区間 3 : LWD 自然ガンマ線から見積もった砂層 (補正後)

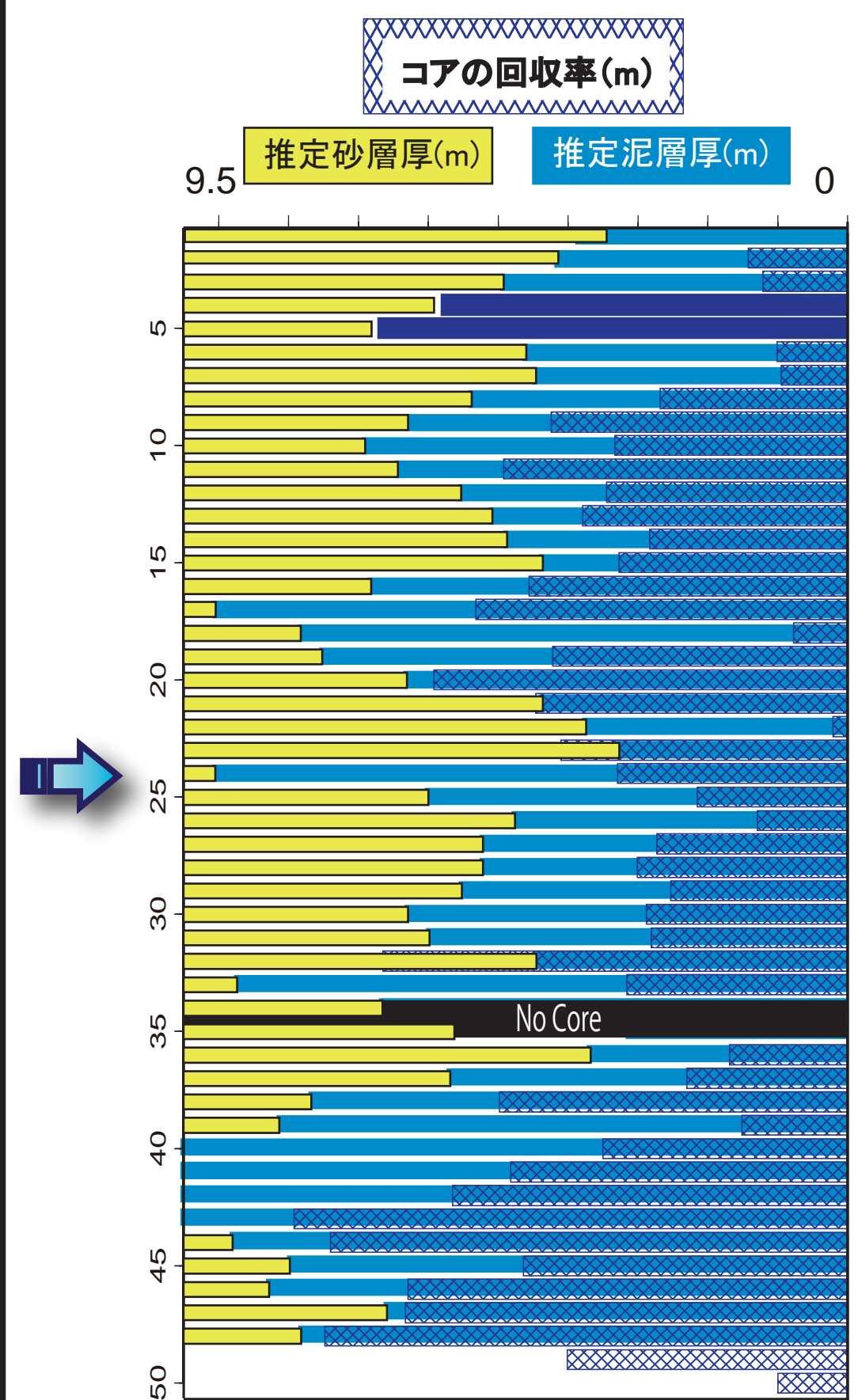
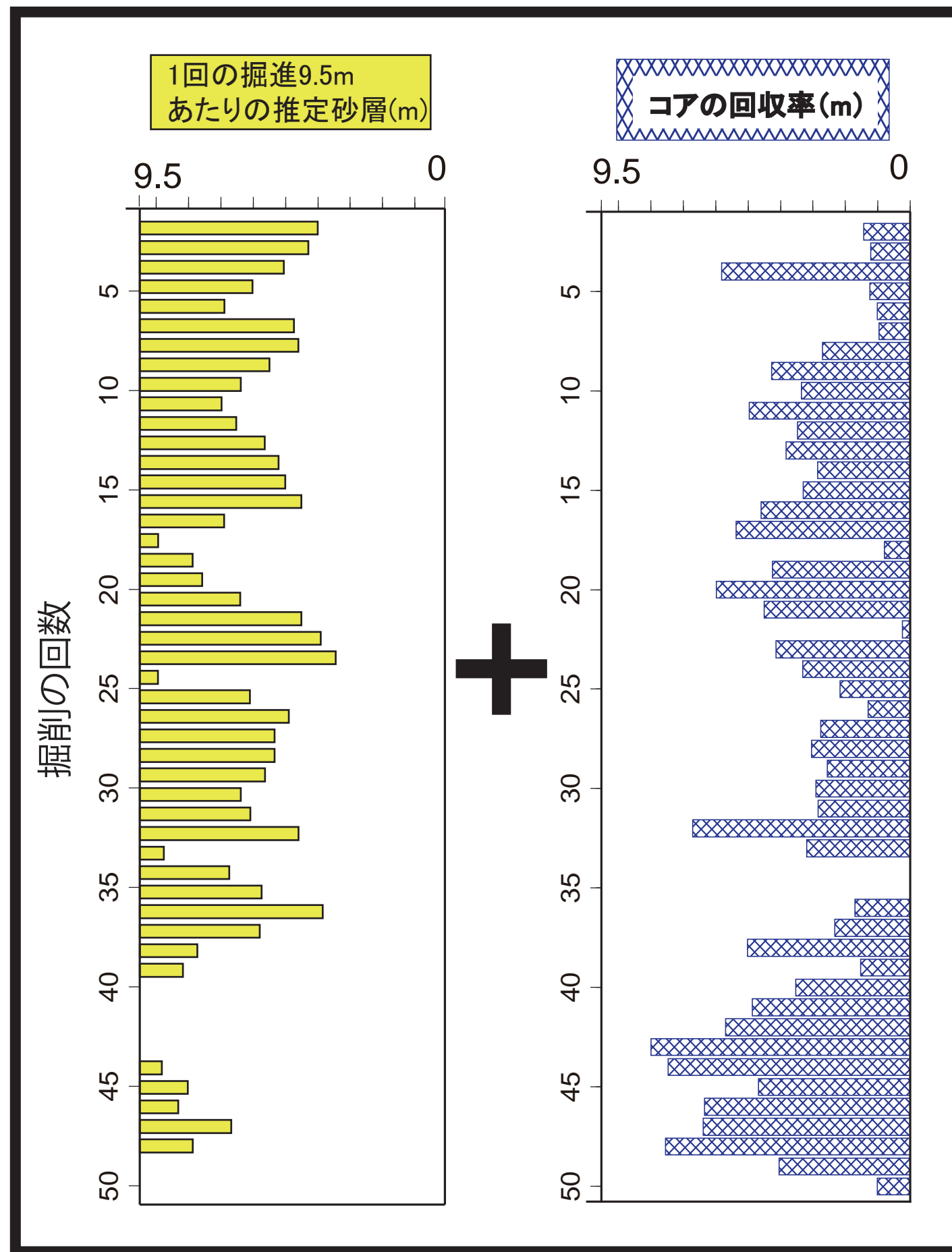
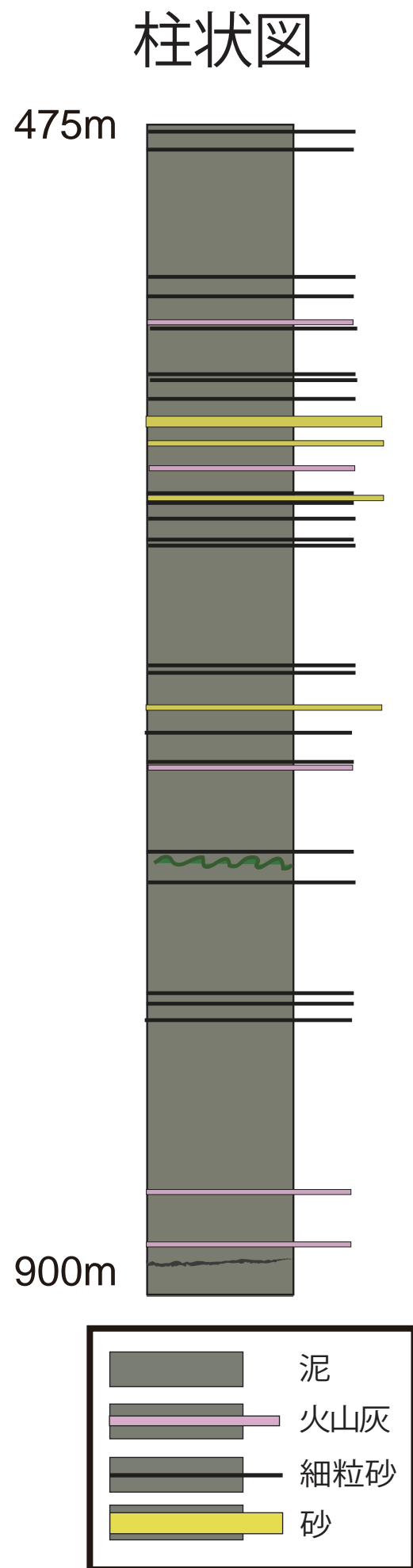


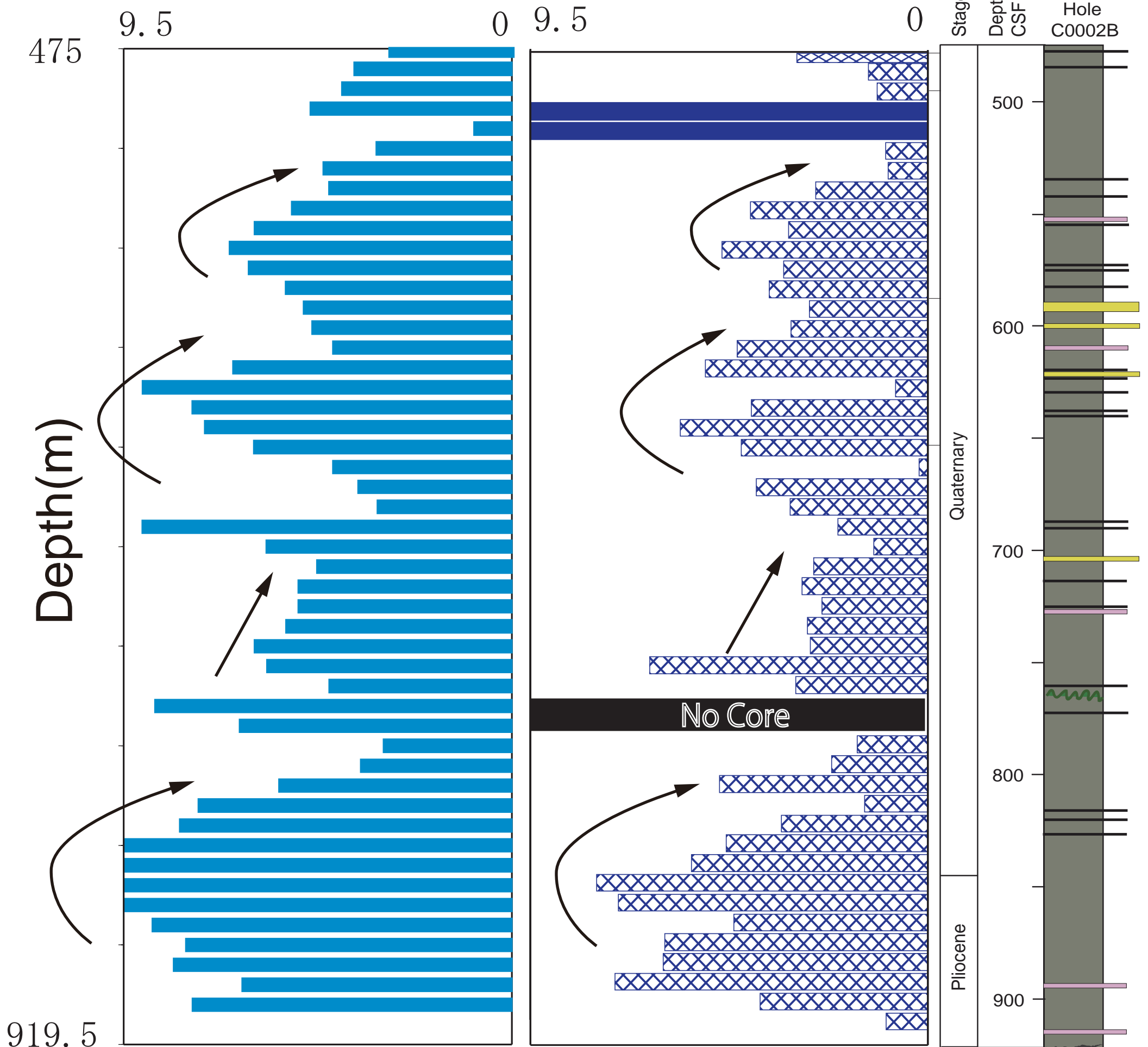
図 8-8. 区間 3 において LWD 自然ガンマ線から見積もった推定砂層厚 (m)・推定泥層厚 (m) とコアの回収率 (m)

区間3

475～920m

推定泥層厚(m)

コアの回収率(m)



自然ガンマ線から見積もった推定泥層厚(m)

コアの全長が9.5mではない区間
No.4 No.6

コアが取得されなかった区間

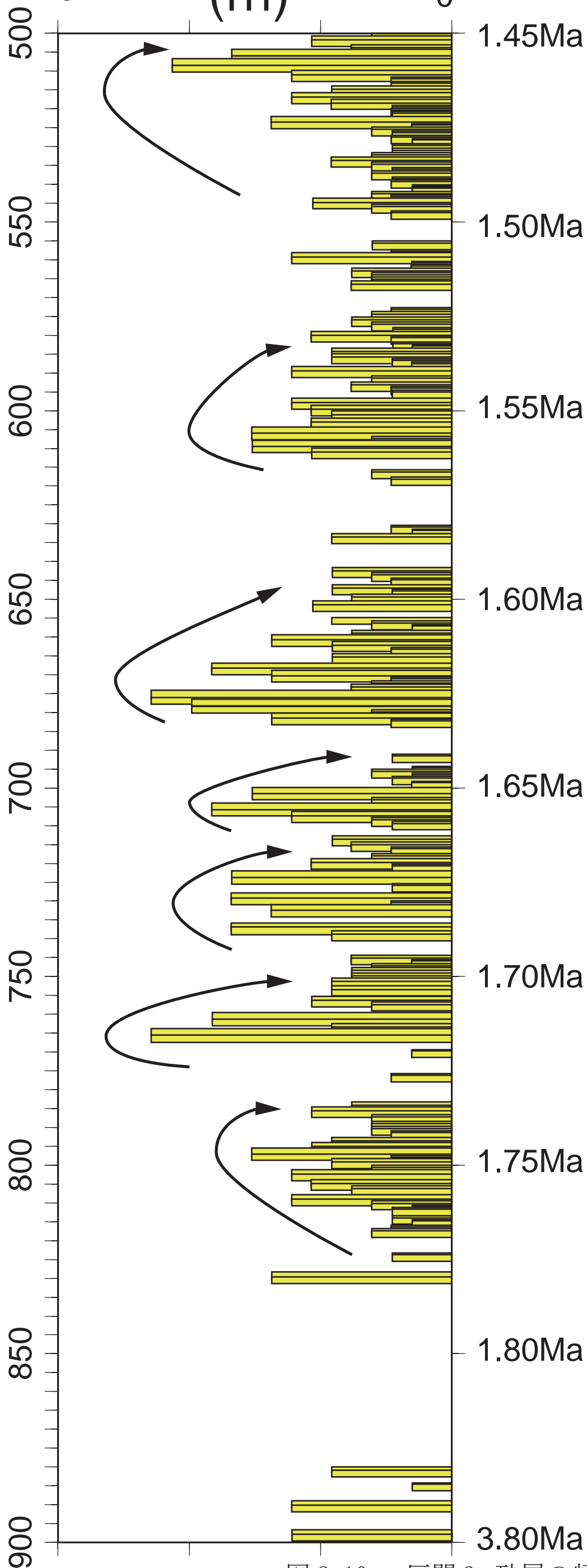
図 8-9. 区間 3 において LWD 自然ガンマ線から見積もった泥の厚さ (m) & コアの回収率 (m)

砂の見積もり
LWD自然ガンマ線

(m)

3 0

Depth(m)



上方厚層化

500m~550m



上方薄層化

572.5m~615m



上方薄層化

640m~685m



上方薄層化

690m~710m



上方薄層化

712m~740m



上方薄層化

745m~770m



上方厚層化

785m~820m



図 8-10. 区間 3: 砂層の頻度と年代

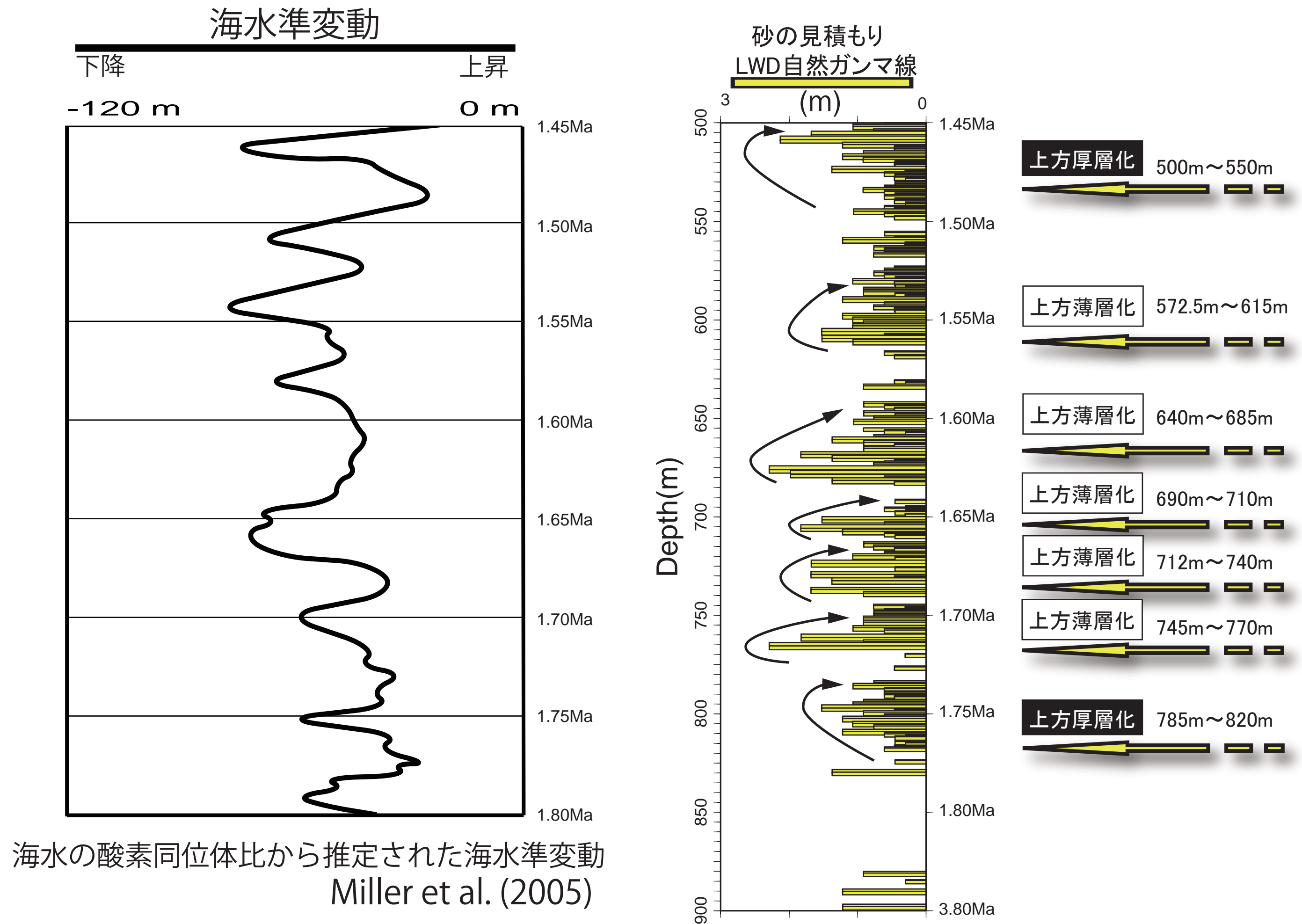


図 8-11. 区間 3: 砂層の頻度・年代と海水準変動の研究への貢献