

層状チャートを用いたカーニアン多雨事象におけるパンゲア  
大陸内陸域の古環境解析

Reconstruction of paleoclimate condition in Pangean  
interior during the Carnian Pluvial Episode from the  
abyssal bedded chert sequence

2023/2

張 天逸  
Tenichi CHO

層状チャートを用いたカーニアン多雨事象におけるパンゲア大陸内陸  
域の古環境解析

Reconstruction of paleoclimate condition in Pangean  
interior during the Carnian Pluvial Episode from the  
abyssal bedded chert sequence

2023/2

早稲田大学大学院 創造理工学研究科  
地球・環境資源理工学専攻 堆積学研究

張 天逸  
Tenichi CHO

## 目次

Abstract.....	1
1. 序論.....	4
2. 研究対象地域の地質と層状チャートの堆積過程.....	6
2.1 美濃帯犬山地域.....	6
2.2 美濃帯犬山地域の Carnian 階層状チャート.....	7
2.3 層状チャートの構成物質と互層の起源.....	9
2.4 Carnian 階層状チャートの連続層序の構築.....	10
3. 層状チャート挟みの泥岩層の地球化学的特徴.....	14
3.1 蛍光 X 線分析法による主要元素の定量分析.....	14
3.2 層状チャート挟みの泥岩層の化学組成データ解析.....	22
3.3 組成データに内在する構造の探索.....	24
4. 生物源物質の混入による組成変化を補正する化学風化指標の提示.....	30
4.1 新たな風化指標を構築する意義.....	30
4.2 既存の風化指標の特徴と問題点.....	31
4.2.1 鉱物の分解に基づく指標.....	31
4.2.2 易動元素の溶脱に基づく指標.....	32
4.2.3 統計学的経験則に基づく指標.....	32
4.2.4 従来指標でも非ケイ酸塩成分の混入への対処法.....	33
4.3 新たな風化指標の構築.....	34
4.3.1 指標構築に用いたデータセット.....	34
4.3.2 独立成分分析.....	34
4.3.3 RW index の構築.....	36
4.4 RW index の検証.....	38
4.4.1 異なる源岩に発達するサブプロライトを用いた検証.....	38
4.4.2 成帯性土壌を用いた検証.....	40
5. カーニアン多雨事象におけるパンゲア内陸域の環境変動.....	43
5.1 Carnian におけるパンゲア内陸域の古環境.....	43

5.2 風成塵供給量と風成塵風化度の変動 .....	44
5.3 カーニアン多雨事象における風成塵発生源での環境変動 .....	45
6. 結論 .....	51
謝辞 .....	53
引用文献 .....	54
研究業績 .....	64

## Abstract

In the early Late Triassic, an abrupt warming/humidification event, so-called Carnian Pluvial Episode emerged, which is considered to be triggered by the eruption of Wrangellia Large Igneous Province and increasing atmospheric CO<sub>2</sub>. Previous studies regarding Carnian Pluvial Episode have been conducted mainly in the Tethys realm, while the impact of Carnian Pluvial Episode on the interior of the Supercontinent Pangea is not well understood. This study presents the paleoclimate analysis of the Pangean interior throughout the Carnian from the pelagic deep-sea sediment, which is preserved as bedded chert in the accretionary complex in Japan.

Chapter 1 is a general introduction, describing the current state of research on the Carnian Pluvial Episode and scope of this thesis.

Chapter 2 presents the geological background, available age constraints and result of field mapping of the studied Carnian bedded chert sections (Section R and Section Q) located in the Inuyama area, Mino terrain, central Japan. The bedded chert succession is a part of the Jurassic accretionary complex. Since the successions suffered severe stratigraphic deformations during underplating accretion, three-dimensional outcrop survey using a combination of aerial photographs and surface exploration on foot is necessary to establish a continuous stratigraphic sequence. In this study, we established a continuous stratigraphy on a bed-by-bed scale that covers the Carnian.

Chapter 3 reports the result of major element geochemistry of the intercalated mudstone of the Carnian bedded cherts. Exploratory data analyses were applied to the acquired dataset. The high positive correlations of CaO wt.% and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> wt.% suggests that the variation of CaO and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> is mainly due to the contribution of apatite minerals. Most of the samples are classified to the “Quartzose sedimentary provenance” by the provenance discrimination diagram of Roser and Korsch (1998). The estimated provenance agrees with the paradigm that the terrigenous material of bedded cherts is supplied by eolian dust blown in from the arid area of the continental interior since the depositional site of bedded chert is

deep-sea plain, which is isolated from continental fluvial supply by trench. Cluster analysis shows three distinct clusters: the terrestrial material cluster ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ), the apatite cluster ( $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), and the manganese cluster ( $\text{MnO}$ ). Principal component analysis showed that the first principal component (PC1) reflected 38.9% of the total variance of the dataset, with positive loadings for  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ , and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and negative loadings for  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and  $\text{CaO}$ . The elements showing positive loadings for the PC1 are consistent with those belonging to the terrestrial material cluster in the cluster analysis. On the other hand, all elements in the apatite cluster and the manganese cluster show negative loadings for PC1. Therefore, PC1 is regarded as a latent variable that reflects the enrichment of terrestrial derived materials. A sudden increase in the PC1 was detected around the Julian/Tuvalian boundary, suggesting that siliciclastic input also occurred in the abyssal plain environment related to the Carnian Pluvial Episode. The stratigraphic variation of biological productivity proxy ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ) did not show a decrease in the high PC1 score interval, supporting that the PC1 does not reflect a decrease of productivity but reflects an increase of terrigenous supply during Carnian Pluvial Episode.

In Chapter 4, a new chemical weathering index, RW index, was introduced. The RW index was derived using multivariate statistical techniques from a geochemical database of igneous rocks and their weathering profiles, and is independent of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ , and  $\text{P}_2\text{O}_5$  contents. Thus, RW index is applicable to sediments containing authigenic- and biogenic-derived non-silicate materials such as calcite, apatite, and silica. The robustness of the RW index was assessed by using modern saprolites and soils, and a carbonate-rich paleosol profile. RW index was applied to the bedded chert to evaluate chemical weathering fluctuations through Carnian. RW index value shows an increase around the Julian/ Tuvalian boundary, suggesting that chemical weathering is stimulated on the source area of eolian dust during Carnian Pluvial Episode.

In Chapter 5, the environmental fluctuations in the Pangean interior was discussed by comparing the PC1 and RW index with various geological records obtained from the Tethys realm. Both PC1 and RW index increased around the NCE-3, the third negative

carbon isotope excursion related to the Carnian Pluvial Episode. The synchronous increase of eolian supply and enhanced chemical weathering indicates reinforcement of the amplitude of a cyclic environmental fluctuation. That is, chemical weathering was enhanced at the source area of eolian dust in a wet period while eolian dust supply on the ocean was increased in an arid period. Possible candidates for the periodic environmental fluctuation include annual cycles and orbital cycles.

Chapter 6 is the conclusion of this thesis. In this study, the fluctuations of the terrestrial environment during Carnian Pluvial Episode were investigated using geochemical and statistical analyses of bedded chert. The evidence from the Pangean interior has important implications for the climatic fluctuation operated during Carnian Pluvial Episode. In addition, this study provides the quantitative method for paleoenvironmental analysis of the continental interior region by using bedded chert, enabling the intercomparison of the climate fluctuation among the geological events recorded in the Mesozoic bedded chert.

## 1. 序論

過去の地球表層環境はダイナミックに変動しており、生物は地球表層環境の変動とともに進化・多様化してきた。過去の地球環境とその変遷を明らかにすることは地球生命システムの進化過程の理解に不可欠であり、近未来の人為的温暖化による影響予測にも重要である。後期三畳紀 Carnian (約 2 億 3 千万年前) は、陸上・海洋生態系が大きく変化した時代であり、ランゲリラ洪水玄武岩の噴出に起因する湿潤化イベント (カーニアン多雨事象) が引き起こされたことが指摘されている。カーニアン多雨事象はヨーロッパ各地で見られる炭酸塩岩中に挟在する大規模な珪質砕屑物層の存在と化石相の変化によって認識されてきた (e.g., Simms and Ruffell, 1989; Gianolla et al., 1998; Breda et al., 2009; Stefani et al., 2010; Furin et al., 2016)。その後、ヨーロッパ地域以外でも多くのセクションが検討され、炭素同位体比の複数回の 2-4 %程度のシャープな負変異が共通して認識されたことから、カーニアン多雨事象は当時のヨーロッパ地域が位置していたテチス海西縁地域に限定された局地的なイベントではなく、グローバルな環境変動であったと認識されてきた (e.g., Dal Corso et al., 2012; Muttoni et al., 2014; Dal Corso et al., 2015; Mueller et al., 2016; Sun et al., 2016; Dal Corso et al., 2018; Li et al., 2020)。

カーニアン多雨事象では、陸域から深海までの様々な岩相において、その影響が確認されている。陸域では河川の大型化 (e.g., Simms and Ruffell, 2018)、湖水位の上昇 (e.g., Lu et al., 2021)、植物花粉化石相の変化 (e.g., Roghi et al., 2010) が指摘されていることから陸域での水循環の活発化が示唆されている。浅海域には大規模な陸源砕屑物の流入が認められ、孤立型炭酸塩プラットフォームでは微生物礁の成長停止が生じた (e.g., Gattolin et al., 2015)。閉鎖的な海域では酸化還元鋭敏元素を濃集する葉理の発達する泥岩が挟在することから、海洋が無酸素化したこともテチス海縁辺の各地の堆積盆地で認識されてきた (e.g., Schlager and Schöllnberger, 1974)。炭酸塩補償深度の上昇も報告されており、堆積場への炭酸塩供給の減少もしくは海洋酸性化の結果である考えられている (Rigo et al., 2007)。遠洋深海域では、粘土鉱物組成の変化から、風成塵の鉱物組成変動から陸域湿潤化が示唆されている (Nakada et al., 2014)。

カーニアン多雨事象は、生物進化の視点においては、現代型生物群集の誕生で特徴づけら

れる中生代における重要な変換期であったことも指摘されている。陸上では、恐竜の多様化を始めとする爬虫類の絶滅と放散 (Bernardi et al., 2018), 植物相の入れ替わり (Kustatscher et al., 2018) が、海洋では、造礁サンゴの繁栄 (Gattolin et al., 2015), 石灰質ナンノプランクトンの広範囲の海域での出現 (Falkowski et al., 2014; Dal Corso et al., 2021) が知られており、カーニアン多雨事象前後での生物相の入れ替わりの規模は大量絶滅に匹敵するとの見解もある (Benton, 1986; Benton, 1991; Dal Corso et al., 2020)。

カーニアン多雨事象の研究は主にテチス海沿海に位置した欧州域で進められているが、報告されている湿潤化には地域性が大きく、また特に陸成層における年代制約が乏しいため、カーニアン多雨事象時の全球的な古環境動態について、未だ十分に理解が進んでいない。そこで本研究では、カーニアン多雨事象の年代が高精度に制約されている美濃帯の遠洋性層状チャートに含まれる、超大陸パンゲア内部の広大な乾燥地帯から舞い上がった風成塵から大陸内部の情報の復元を試みた。本研究では、層状チャートの挟みの泥岩層の全岩化学組成について探索的データ解析を行った。その結果、陸源物質供給量を反映する変数が抽出され、その層序変化は、カーニアン多雨事象に対応する区間内に陸源物質の供給が増加したことが示された。また、本研究では、生物源物質に由来する組成変化を補正する新たな風化指標を構築した (RW index)。RW index を層状チャートに適用した結果、カーニアン多雨事象に伴う風化度の増大が検知された。本研究では、カーニアン多雨事象前後における風成塵の供給量と RW index の変化を用いて、パンゲア大陸内陸や浅海の地質記録と対比して、カーニアン多雨事象における陸域古環境変動について議論した。

## 2. 研究対象地域の地質と層状チャートの堆積過程

### 2.1 美濃帯犬山地域

西南日本美濃帯犬山地域では、下部三畳系珪質泥岩、下部三畳系～下部ジュラ系層状チャート、下部～上部ジュラ系碎屑岩からなる層序が断層により繰り返し露出している (e.g., Yao et al., 1980, Fig. 2-1). 犬山地域の層状チャートは岩相の違いにより B (biogenic clasts) type, F (fine-grained quartz) type, A (alternation) type に分類される (Imoto, 1984). B type は、チャート層の断面の表面の光沢がなく挟みの泥岩が厚く、鏡下では珪質生物遺骸が密集している特徴を示す. F type はチャート層の断面が緻密で細かな凹凸があり、鏡下では細粒な石英の基質中が主に観察される. A type は B type の特徴をもった層と F type の特徴を持った層が混在する岩相である. 地層の平均堆積速度は 1mm/kyr 程度と小さく、陸源物質の供給量が著しく少ない遠洋性堆積物の特徴を反映している (Hori et al., 1993).

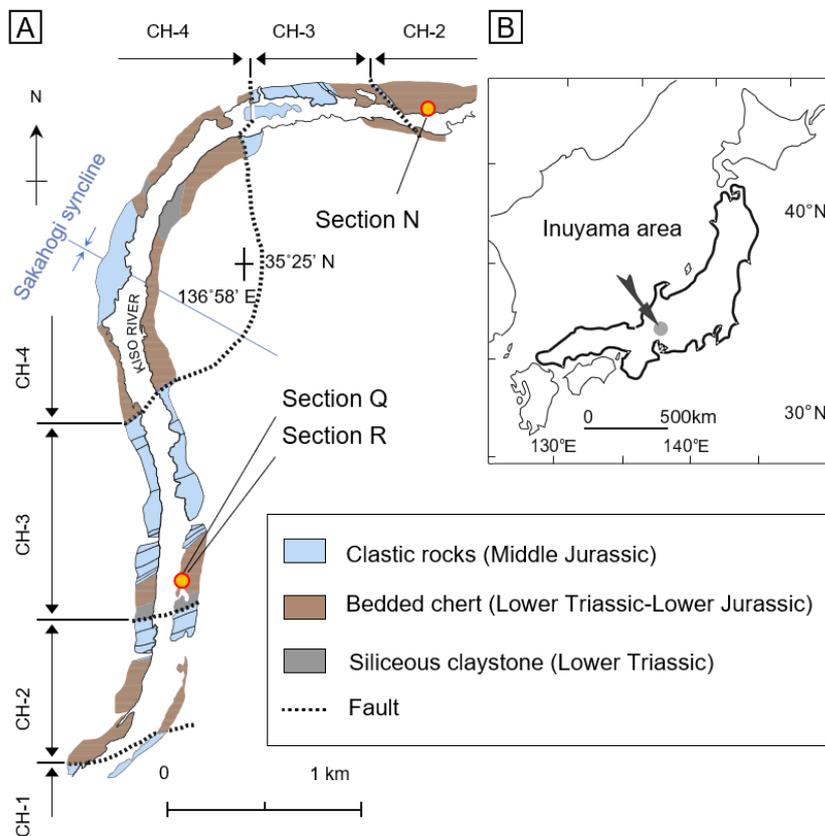


Fig. 2-1 (A) Geologic map and (B) location map showing the location of some of the Carnian bedded chert successions in Inuyama area, central Japan (modified after Kimura and Hori, 1993).

犬山地域に分布する三畳系～ジュラ系層状チャートは Sugiyama (1997) により解像度数  $m$  の詳細な生層序が確立されている。三畳系層状チャートの堆積場は古地磁気層序により低緯度にあったと見積もられている (Ando et al., 2001; Fig. 2-2)。地層は露頭スケールにおいても激しく褶曲しており、小断層や石英脈も随所に見られる。チャートの色は赤色と緑色がほとんどであり、下部～中部三畳系には灰色チャートが見られる。白色チャート、黒色チャート、厚い泥岩層が層状チャートに挟在する個所も見られ、Sugiyama (1997) ではこれらを鍵層として用いて断片的な露頭を対比することで、下部三畳系から下部ジュラ系までをカバーする犬山地域全体の統合柱状図を作成した。この 7 千万年間にも及ぶ層状チャートの層厚変動を検討した結果、チャート層の層厚変動からミランコビッチ・サイクルの階層性が見出されたことから、本地域において天文学的年代層序が構築できる可能性も示されている (Ikeda and Tada, 2014)。

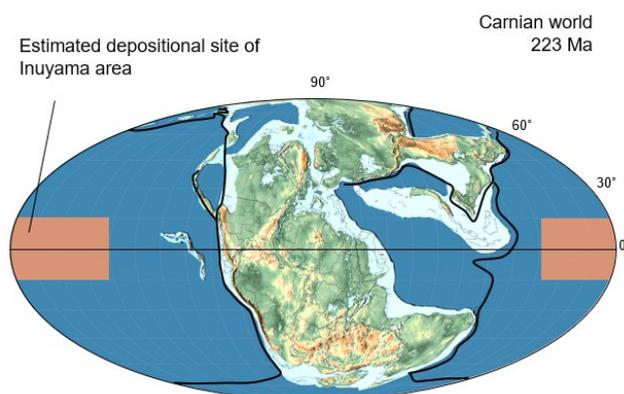


Fig. 2-2 Carnian paleogeography (modified after Scotese, 2014). The red region shows a possible area within which the Inuyama succession was likely deposited. The estimated depositional area of the studied bedded chert is in the low latitude of Panthalassa. Subduction zones are shown in black lines (from Matthews et al., 2016).

## 2.2 美濃帯犬山地域の Carnian 階層状チャート

本研究は、愛知県犬山市桃太郎公園周辺の木曾川河床に露出する Section R と Section Q (Sugiyama, 1997) 及びその側方延長にあたる露頭を主な調査地点とした (Figs. 2-1, 2-3)。Section R は Sugiyama (1997) により認定された三畳紀の放散虫層序の模式地であり、地層

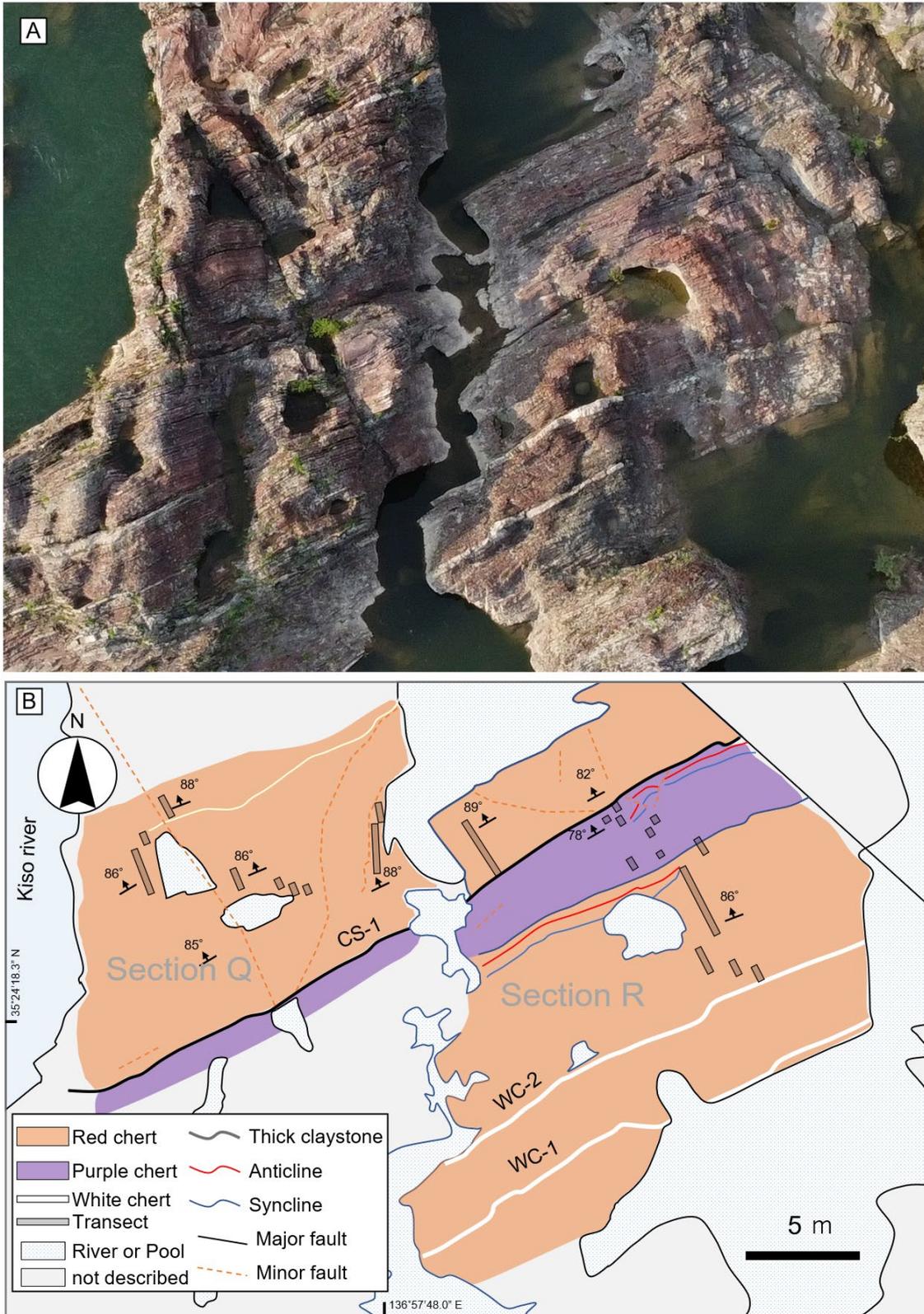


Fig. 2-3 (A) Aerial photograph and (B) a detailed geologic map of studied sections (Section R and Section Q of Sugiyama, 1997). Continuous composite lithostratigraphy was described in grey lines.

を側方に追跡する際に有用な鍵層として白色チャート WC-1, WC-2, 厚い泥岩層 CS-1 を挟在する。CS-1 は犬山地域においてのみならず、約 25 km 離れた岐阜県飛水峡地域においても追跡可能である。Section R と Section Q の堆積年代は放散虫化石層序, コノドント化石層序, 天文学的年代層序, 及び炭素同位体比層序によって制約されている (Sugiyama, 1997; Ikeda and Tada, 2014; Nakada et al., 2014; Yamashita et al., 2018; Tomimatsu et al., 2021)。犬山地域の層状チャートの堆積時の古緯度は、古地磁気学的研究により 237 Ma において  $12.3^{\circ} \pm 5.6^{\circ}$  N or S, 223.5 Ma において  $19.0^{\circ} \pm 10.5^{\circ}$  N or S と制約されている (Oda and Suzuki, 2000)。

### 2.3 層状チャートの構成物質と互層の起源

層状チャートは一般に厚さ数 cm 程度のチャート層と厚さ数 mm 以下の泥岩層の互層からなり、チャート層は主に珪質生物遺骸から、泥岩層は主に珪酸塩碎屑物からなる。層状チャートは遠洋深海堆積物であり、現在の深海平原堆積物中の陸源物質はほとんど風成塵からなるため (e.g., Asahara, 1999), 層状チャートに含まれる陸源物質もほとんど風成塵によって供給されたものであると考えられる (Hori et al., 1993)。層状チャートの堆積モデルは様々提唱されてきたが (e.g., Hori et al, 1993), いずれも以下の過程のどれか、またはそれらの組み合わせで説明することができる。(1) 珪質生物遺骸の供給量または保存量が変動した。(2) 珪酸塩碎屑物の供給量または保存量が変動した。(3) 乱泥流によってチャート泥岩の 1 セットが堆積した。(4) 続成作用によってチャート層と泥岩層が分離した。Ikeda et al. (2010) は中部三畳系層状チャートにおいてチャート泥岩 1 セットが歳差運動周期に駆動されて堆積したことをチャート層の層厚変動から示唆し、チャート層層厚の時系列解析により長周期のミランコビッチサイクルを検出したことで (1) (2) の説を検証し、堆積物の供給量を変動させた原因として、ミランコビッチサイクルに駆動されたモンスーン循環の変化が超大陸パンゲアの気候変動をもたらした結果、海洋に供給された栄養塩や風成塵の量が増加したという“メガモンスーン仮説”を提唱した。

層状チャートの先駆物質には、もともと珪質部と泥質部のコントラストが存在しており、それが続成作用によってシリカが移動し、珪質部と泥質部の差異を強調したことで、層状チャートのチャート層と泥岩層が明瞭に分離した岩相が形成されたと一般に考えられている

(e.g., Tada, 1991). 一方で、オパールからオパール CT,  $\alpha$  石英へと変化する続成過程において、シリカの周囲に存在する粘土鉱物の量が多いほど続成作用の開始が遅れることが熱力学的な観点から示唆されていることから、層状チャートのチャート層は先駆物質においては相対的に泥質であった部分に対応するという説 (e.g., Abrajevitch, 2020) もあり、層状チャートの互層の起源については統一的な見解が得られていない。

#### 2.4 Carnian 階層状チャートの連続層序の構築

Carnian 階層状チャートの連続層序を構築するために、本研究では Section R, Section Q を対象に岩相記載とサンプリングをおこなった (Fig. 2-2). Section R は Sugiyama (1997) により認定された三畳紀の放散虫層序の模式地の 1 つである。Section Q は Section R の西側に接して分布しているセクションであり、放散虫化石帯 TR5B をもっとも欠損なく含むセクションの一つである (Sugiyama, 1997). 両セクションは CS-1 や層状チャートのタイプや層厚を用いた岩相層序により対比が可能である。

Section R は基底に 2 層の白色層状チャートを含み (WC-1, WC-2; Sugiyama, 1997), WC-1 は約 15 cm, WC-2 は約 30 cm である。白色チャートは、鏡下では放散虫化石をほとんど含まず石英のみで構成されており、付加体形成時にシリカに飽和した流体が層状チャートを通過したところにより形成されたと考えられる (Yamaguchi et al., 2016). WC-2 はその上位に層厚約 10mm 程の厚さの側方変異が激しい泥岩層を挟在する。WC-2 より上位は赤色 F type 層状チャートが約 7 m, 紫色 F type 層状チャートが約 3 m 累重し、厚い泥岩層 CS-1 を境に赤色 B type 層状チャートへと変化する。赤色 B type 層状チャートは CS-1 から約 3 m 上位から、赤色 F type 層状チャートに漸移する。

Section Q は Section R の西側に隣接して位置しており、変位量数  $m$  以下の小規模な 2 つの断層によって区切られたセクションである (Fig. 2-3). Section Q の基底の大部分は、CS-1 及び下位の紫チャートと断層関係で接していることが観察される。Section Q は赤色 F type 層状チャートからなり、中部に層厚 50 cm 程の白色チャートを挟在する (Fig. 2-4). Section R の上部と Section Q の下部は層状チャートの層厚変動に基づく岩相層序により対比を行った (Fig. 2-5).

各セクション内には小断層や小褶曲が多く発達しているため、地表踏査と UAV による航

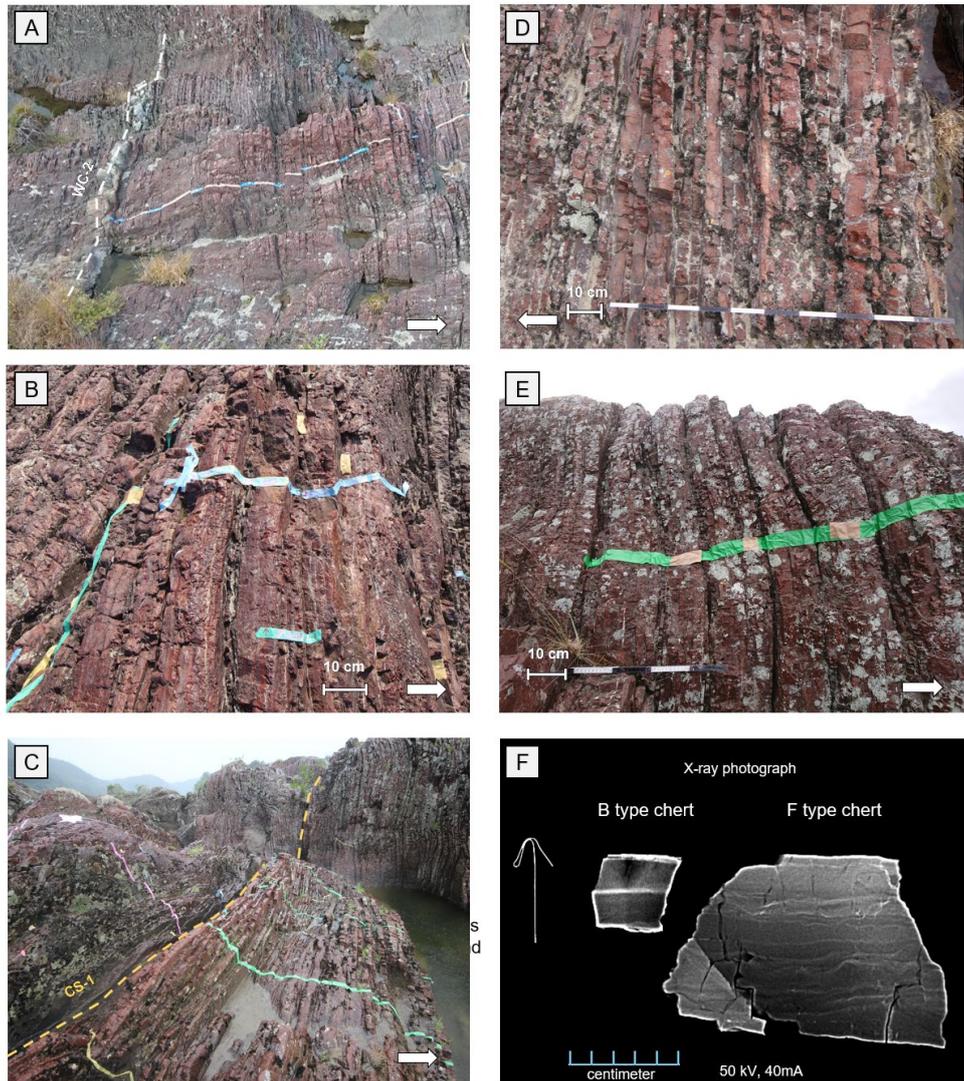


Fig. 2-4 Representative outcrop photographs of the Carnian bedded cherts (A) White chert WC-2 and Julian F-type red chert. The boundary of red and purple chert can be seen on the right side of the photograph. (B) Close-up of Julian F-type purple chert. Millimeter to cm scale lamination and bedding is observed as changes in color and silica content (C) Thick claystone layer CS-1 located at the boundary of F-type purple chert and B-type red chert. (D) Close-up of the B-type red chert (Julian-Tuvalian) with relatively thick intercalated mudstones. (E) Close-up of the F-type red chert (Tuvalian). The intercalated mudstones of the F-type cherts are very thin (<5 mm). (F) Soft X-ray photograph of B-type (Julian-Tuvalian) and F-type (Tuvalian) chert. Thick intercalated mudstones are observed on the B-type chert whereas millimeter scale lamination can be seen on the F-type chert. Tape width in (A,C,E) is 5 cm. Scale bars are 10 cm. The white arrows indicate way-up.

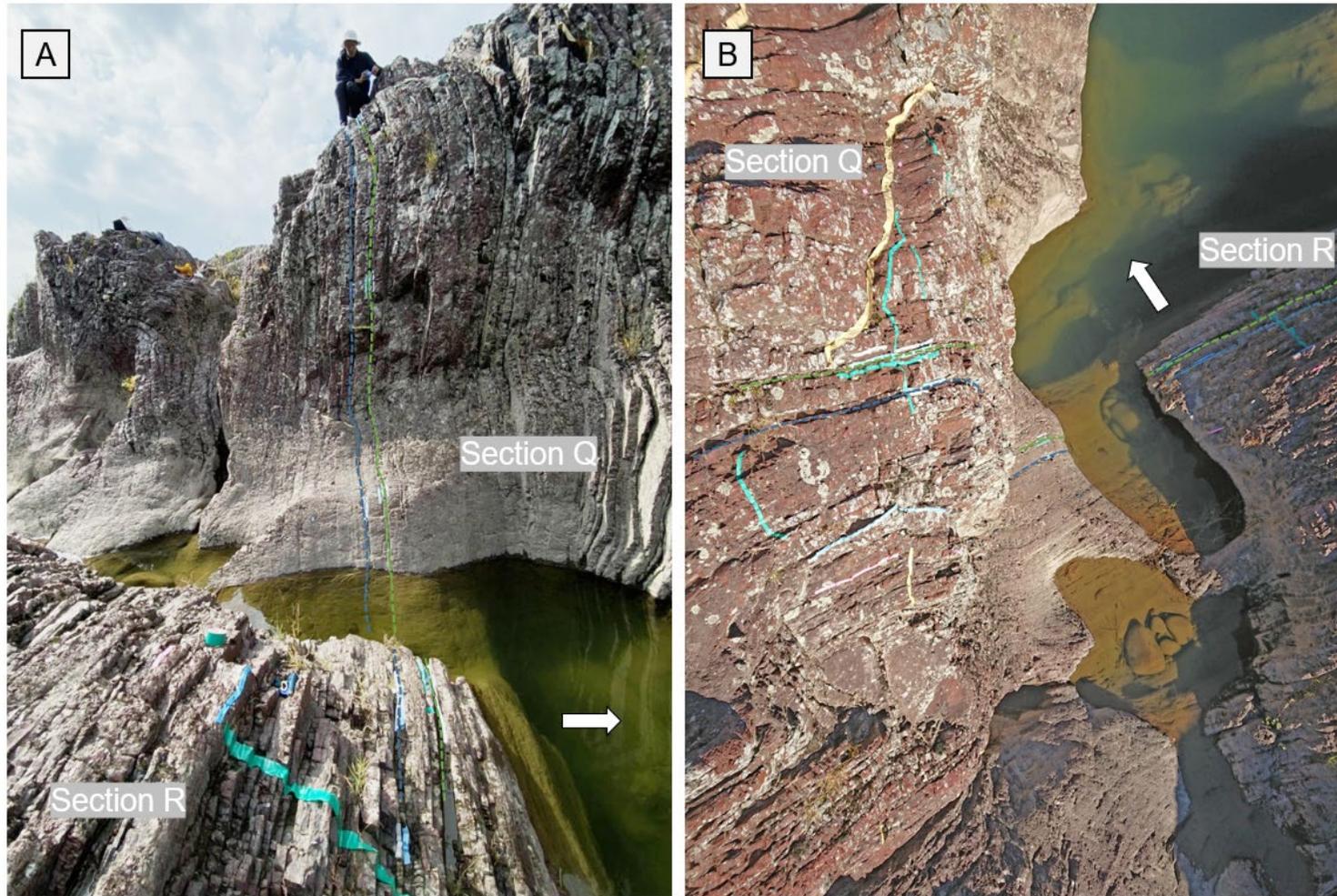


Fig. 2-5 The key beds used to correlate Section R and Section Q. Yellow masking tapes indicate minor faults. The white arrow indicates way-up.

空写真を用いて露頭を三次元的に観察して、断層による地層の欠損、褶曲による地層の繰り返し  
 返しの存在を露頭スケールから単層スケールにおいて詳細に確認することによって、それ  
 らの影響がない測線を設定し、単層スケールでのカーニアン階全体を含む区間での統合柱  
 状図を作成した (Figs. 2-3, 2-6).

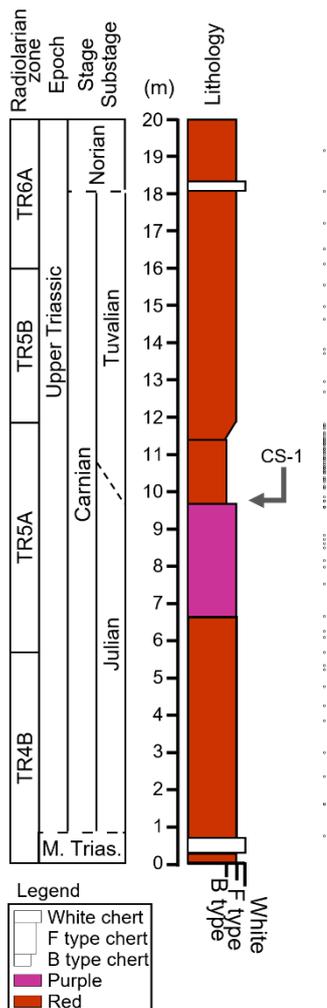


Fig. 2-6 Stratigraphic column of composite section of Section R and Section Q. The sampling horizon of this study were also shown. The lithology suddenly changes to B type at CS-1 horizon and gradually returns to F type bedded chert.

### 3. 層状チャート挟みの泥岩層の地球化学的特徴

#### 3.1 蛍光 X 線分析法による主要元素の定量分析

カーニアン階を含む層準において、層状チャートの挟みの泥岩層を合計 81 試料採取した (Fig. 2-3)。下位の F type チャートの区間においては約 40 cm 間隔で、B type 層状チャートの区間において約 5 cm 間隔で、上部 F type 層状チャートにおいては約 50 cm 間隔で挟みの泥岩試料を採取した。現世風化の影響を受けた試料の混入を抑えるために、挟みの泥岩試料は上下のチャート層と同じ色調のものを採取した。採取した泥岩試料について、まず、チャート層や比較的珪質な部分の混入がないように、細粒泥岩のみを選別した。目視により変色部をカッターなどで取り除いた後、40 分間程度の超音波洗浄を 2~3 回繰り返し、現世の泥や現世風化によって脆弱化した箇所が取り除かれたことを確認した上で以下の手順に従って全岩化学組成分析を行った。

まず、タングステンカーバイド乳鉢と乳棒を用いて試料を約 5mm より細くなるまで粉砕した後、メノウ製遊星型ボールミルを使用し 500rpm で 5 分間の条件で粉末化した。粉末は手で粒子感を認識できる場合は、粉砕不十分であるため、再度メノウ製遊星型ボールミルでの粉末化を繰り返した。

粉末化後の試料について、マッフル炉を用いて 105°C で 24 時間、550°C で 4 時間、950°C で 2 時間焼成させ、灼熱減量 (loss on ignition; LOI) を測定した。LOI<sub>550</sub> は有機物含有量、LOI<sub>950</sub> は炭酸塩含有量の目安となる。

950°C に焼成した後の粉末試料を  $0.5000 \pm 0.0005$  g 秤量し、四ホウ酸リチウム  $5.000 \pm 0.005$  g と混合した後、白金るつぼとビードサンプラーを用いて 1200°C で 450 秒間熔融、300 秒間冷却の条件でガラスビードを作成した。ガラスビードの作成において、完成したガラスビードの表面が荒れている、または気泡が見られた場合は、再度上記条件で熔融することで平滑な測定面のガラスビードを得て、XRF 分析に使用した。

早稲田大学 6 号館設置の蛍光 X 線分析装置 ZSX Primus II (株式会社リガク) を用いて、加速電圧 50kV、電流 60mA で SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> の 10 元素を検量線法により定量分析した。検量線は、産業技術総合研究所地質調査総合センター発行の以下の地球化学標準物質 JDo-1, JSd-1, JSd-2, JSd-3, JSI-2, JIk-1, JCh-1,

JA-2, JA-3, JB-1a, JB-2, JB-3, JG-1a, JG-2, JG-3, JGb-1, JP-1, JR-1, JR-2 を標準試料として用いて作成された, “ビード主成分 2016”を用いた (Table 3-1). 測定結果を Table 3-2 に示した. 試料 Ra39 については非常に高い CaO と  $P_2O_5$  の濃度を示したため, 試料のピッキングから XRF 分析までを再度行った (Ra39-1, Ra39-2).

Table 3-1 The measured value of reference materials and accuracy of calibration lines for each element.

	sample	SiO <sub>2</sub> (wt.%)	TiO <sub>2</sub> (wt.%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt.%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt.%)	MnO (wt.%)	MgO (wt.%)	CaO (wt.%)	Na <sub>2</sub> O (wt.%)	K <sub>2</sub> O (wt.%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt.%)
JDo-1	reference value	0.41	0.00	0.03	0.04	0.012	35.02	64.39	0.02	0.00	0.065
	measured value	0.33	0.00	0.05	0.05	0.006	33.91	64.07	0.03	0.02	0.069
JSd-1	reference value	68.55	0.67	15.13	5.27	0.096	1.91	3.17	2.82	2.26	0.124
	measured value	69.57	0.71	15.74	5.27	0.097	1.87	3.18	3.14	2.27	0.125
Jsd-2	reference value	63.34	0.66	13.11	12.10	0.129	2.95	3.81	2.61	1.21	0.084
	measured value	63.12	0.64	12.98	12.16	0.126	2.78	3.88	2.48	1.18	0.108
Jsd-3	reference value	79.57	0.44	10.71	4.64	0.152	1.25	0.56	0.46	2.12	0.095
	measured value	78.64	0.43	10.56	4.59	0.154	1.19	0.58	0.42	2.01	0.079
JSI-2	reference value	63.35	0.80	19.22	7.08	0.091	2.60	2.06	1.49	3.13	0.182
	measured value	63.00	0.81	19.22	7.01	0.089	2.46	2.05	1.33	3.10	0.175
JLk-1	reference value	64.73	0.76	19.12	7.76	0.306	2.00	0.77	1.19	3.14	0.238
	measured value	64.63	0.78	18.90	7.78	0.302	1.92	0.77	1.45	3.15	0.236
JCh-1	reference value	98.47	0.03	0.72	0.38	0.018	0.08	0.04	0.03	0.23	0.010
	measured value	98.97	0.02	0.77	0.40	0.015	0.07	0.04	0.07	0.22	0.012
JA-2	reference value	57.73	0.68	15.77	6.35	0.111	7.78	6.44	3.15	1.85	0.149
	measured value	58.05	0.69	16.08	6.32	0.109	7.45	6.52	3.16	1.89	0.162
JA-3	reference value	62.33	0.70	15.57	6.61	0.104	3.72	6.25	3.19	1.41	0.116
	measured value	62.56	0.69	15.75	6.60	0.106	3.71	6.48	3.12	1.42	0.112
JB-1a	reference value	53.01	1.30	14.62	9.15	0.150	7.92	9.42	2.76	1.42	0.263
	measured value	53.47	1.30	14.59	8.94	0.146	7.95	9.76	2.83	1.48	0.261
JB-2	reference value	52.96	1.18	14.56	14.17	0.217	4.60	9.77	2.03	0.42	0.100
	measured value	53.29	1.17	14.48	14.15	0.215	4.57	10.19	1.96	0.44	0.094
JB-3	reference value	50.77	1.44	17.13	11.78	0.176	5.17	9.75	2.72	0.78	0.293
	measured value	51.10	1.43	17.05	11.69	0.177	5.14	10.14	2.65	0.78	0.292

JG-1a	reference value	72.91	0.25	14.42	2.02	0.057	0.70	2.15	3.42	3.99	0.084
	measured value	73.36	0.24	14.41	2.03	0.060	0.68	2.15	3.38	4.01	0.078
JG-2	reference value	77.36	0.04	12.56	0.98	0.016	0.04	0.70	3.56	4.74	0.002
	measured value	77.42	0.04	12.67	0.98	0.014	0.02	0.69	3.55	4.70	0.003
JG-3	reference value	67.82	0.48	15.60	3.72	0.072	1.80	3.72	3.99	2.66	0.123
	measured value	67.82	0.47	15.67	3.74	0.071	1.78	3.82	4.04	2.64	0.126
JGb-1	reference value	43.99	1.61	17.62	15.17	0.190	7.91	11.99	1.21	0.24	0.056
	measured value	44.08	1.61	17.29	15.02	0.186	7.91	12.52	1.18	0.24	0.052
JP-1	reference value	43.82	0.01	0.68	8.65	0.125	46.12	0.57	0.02	0.03	0.002
	measured value	43.21	0.00	0.66	9.24	0.133	47.00	0.59	0.01	0.00	0.002
JR-1	reference value	76.51	0.11	13.01	0.90	0.100	0.12	0.68	4.08	4.47	0.021
	measured value	74.96	0.06	12.64	0.78	0.114	0.02	0.51	3.95	4.52	0.005
JR-2	reference value	76.96	0.07	12.93	0.78	0.114	0.04	0.51	4.06	4.52	0.012
	measured value	77.02	0.02	13.00	0.79	0.115	0.03	0.51	4.05	4.54	0.005
Accuracy		0.58	0.02	0.23	0.16	0.005	0.36	0.23	0.13	0.04	0.009

Table 3-2 Major element composition of bedded chert samples collected in this study

sample	Height (mm)	Lithology	Color	SiO <sub>2</sub> (wt.%)	TiO <sub>2</sub> (wt.%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt.%)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt.%)	MnO (wt.%)	MgO (wt.%)	CaO (wt.%)	Na <sub>2</sub> O (wt.%)	K <sub>2</sub> O (wt.%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt.%)	LOI <sub>550</sub> (wt.%)	LOI <sub>950</sub> (wt.%)
WC2	0	Intercalated	red	56.04	1.61	21.91	8.68	0.470	3.94	0.92	0.24	5.07	0.525	3.36	1.77
Ra3.9	841	Intercalated	red	61.39	1.34	17.21	8.84	1.243	3.41	0.67	0.19	4.46	0.338	3.85	1.61
Ra4	875	Intercalated	red	55.78	1.16	19.82	10.87	0.408	5.00	0.59	0.19	4.800	0.253	4.33	1.60
Ra8.2	1594	Intercalated	red	55.49	1.07	18.43	12.07	0.665	7.06	0.49	0.14	3.68	0.254	5.27	1.38
Ra9.9	2273	Intercalated	red	49.05	2.27	22.66	11.04	0.346	3.97	1.75	0.24	6.52	1.142	4.14	1.82
Ra12	3122	Intercalated	red	55.82	1.79	19.63	9.61	0.201	3.61	0.84	0.24	6.16	0.558	3.95	1.36
Ra14	3540	Intercalated	red	54.79	1.33	19.63	10.00	0.160	3.84	1.32	0.24	6.37	0.773	4.01	1.60
Ra16	4019	Intercalated	red	59.27	1.33	17.83	9.66	0.158	3.31	0.65	0.22	5.73	0.367	3.59	1.51
Ra18	4511	Intercalated	red	54.71	1.10	19.16	10.85	0.184	5.47	0.82	0.19	5.61	0.374	4.42	1.63
Ra18.2	4630	Intercalated	red	52.97	1.36	20.34	12.08	0.180	4.90	1.10	0.28	5.51	0.595	4.36	2.39
Ra20	4975	Intercalated	red	57.37	1.04	18.13	10.43	0.230	5.51	0.69	0.16	5.24	0.273	3.78	1.91
Ra22	5342	Intercalated	red	71.54	0.92	12.68	6.98	0.126	2.05	0.36	0.20	4.02	0.17	3.05	1.51
Ra24	5532	Intercalated	red	65.58	1.11	15.64	7.57	0.329	2.61	0.36	0.21	5.22	0.157	2.82	1.59
Ra26	5956	Intercalated	purple	58.56	1.15	18.89	8.42	0.255	4.06	0.70	0.22	5.99	0.311	3.44	2.07
Ra28	6774	Intercalated	purple	62.06	1.25	16.95	8.26	0.17	3.37	0.59	0.21	5.61	0.328	3.14	1.89
Ra30	7276	Intercalated	purple	55.63	1.05	19.67	8.90	0.467	5.90	0.70	0.20	5.62	0.278	4.31	2.14
Ra33.9	7404	Intercalated	purple	67.83	1.40	15.03	6.96	0.219	2.97	0.44	0.22	4.05	0.187	3.04	1.70
Ra32	7790	Intercalated	purple	65.72	0.90	16.40	5.81	0.098	3.06	0.58	0.20	5.48	0.235	3.45	1.76
Ra35.9	7893	Intercalated	purple	55.32	1.38	20.33	8.83	0.176	3.50	1.09	0.20	6.99	0.649	3.20	1.95
Ra36	7999	Intercalated	purple	67.16	1.14	14.06	8.18	0.142	2.75	0.58	0.17	4.54	0.336	2.70	1.87
Ra37	8117	Intercalated	purple	67.25	1.17	14.66	7.99	0.097	2.43	0.66	0.20	4.79	0.321	2.77	1.79

Ra39-1	8839	Intercalated	purple	63.87	0.83	14.60	6.53	0.134	2.62	4.35	0.28	4.27	2.768	3.43	2.10
Ra39-2	8840	Intercalated	purple	47.25	0.87	17.61	4.88	0.085	3.10	11.12	0.27	6.27	7.475	2.70	2.41
Ra40	8865	Intercalated	purple	60.18	0.97	15.51	7.52	0.189	2.91	3.72	0.25	5.50	2.391	2.90	2.19
CS1	9024	Intercalated	red	63.80	0.91	16.23	8.02	0.146	3.30	0.35	0.22	5.65	0.095	3.36	1.38
R1	9053	Intercalated	red	59.52	1.05	17.44	10.98	0.36	4.29	0.32	0.15	4.9	0.122	3.05	1.54
R4	9137	Intercalated	red	58.25	1.25	19.13	9.44	0.185	3.77	0.41	0.23	5.97	0.127	3.85	2.10
R8	9369	Intercalated	red	55.62	1.17	19.51	11.02	0.274	5.14	0.40	0.20	5.41	0.117	4.03	2.28
R9	9383	Intercalated	red	54.12	1.4	20.18	11.14	0.281	4.61	0.48	0.22	6.18	0.158	3.54	2.04
R10	9426	Intercalated	red	51.06	1.22	20.22	12.89	0.443	8.10	0.60	0.14	3.90	0.151	4.82	2.44
R13	9545	Intercalated	red	53.31	1.61	20.93	11.51	0.449	4.66	0.47	0.23	5.74	0.163	3.90	2.21
R15	9610	Intercalated	red	60.72	1.02	17.72	9.66	0.210	3.89	0.45	0.17	4.95	0.180	3.03	1.56
R16	9642	Intercalated	red	75.31	0.59	11.59	5.41	0.163	2.01	0.21	0.11	3.72	0.073	1.77	1.17
R19	9678	Intercalated	red	61.85	1.41	17.39	10.66	0.220	2.83	0.41	0.18	5.35	0.286	2.72	1.86
R22	9778	Intercalated	red	69.69	0.73	14.13	6.66	0.229	2.61	0.34	0.13	4.67	0.161	2.20	1.30
R23	9791	Intercalated	red	64.33	1.05	15.7	9.15	0.329	3.28	0.37	0.14	4.78	0.182	2.86	1.58
R24	9824	Intercalated	red	64.44	0.85	15.51	9.36	0.325	3.11	0.40	0.13	5.17	0.181	2.44	1.51
R25	9866	Intercalated	red	64.82	0.99	15.44	8.92	0.292	2.76	0.39	0.15	5.11	0.177	2.20	1.44
R26	9917	Intercalated	red	57.14	1.14	19.82	10.26	0.478	3.65	0.46	0.20	6.41	0.213	2.85	1.62
R27	9925	Intercalated	red	61.71	1.15	16.59	10.43	0.371	5.09	0.39	0.10	3.98	0.178	3.31	1.53
R28	9952	Intercalated	red	57.70	0.99	19.52	9.42	0.290	3.74	0.46	0.18	6.3	0.188	3.01	1.80
R29	9980	Intercalated	red	61.34	0.92	18.63	8.55	0.243	3.54	0.34	0.17	6.16	0.137	2.60	1.84
R30	10012	Intercalated	red	61.43	0.96	18.29	8.98	0.272	3.26	0.35	0.18	5.87	0.151	2.64	1.44
R31	10080	Intercalated	red	61.41	1.00	19.26	9.37	0.185	3.55	0.39	0.19	6.18	0.126	2.67	1.70
R32	10121	Intercalated	red	54.39	1.15	21.13	10.44	0.192	4.06	0.59	0.22	6.82	0.280	2.98	1.84
R36	10179	Intercalated	red	54.77	1.03	20.74	9.69	0.367	4.11	0.63	0.18	6.98	0.287	3.16	1.99

R37	10189	Intercalated	red	58.08	1.03	18.26	9.80	0.257	3.57	0.91	0.16	6.35	0.505	2.71	1.82
R38	10217	Intercalated	red	56.16	1.1	19.43	9.80	0.463	4.85	0.63	0.16	6.01	0.281	3.22	1.93
R39	10255	Intercalated	red	55.61	1.14	19.35	10.55	0.334	4.88	0.69	0.18	5.82	0.326	3.12	2.08
R40	10325	Intercalated	red	57.33	0.96	18.68	10.49	0.311	4.04	0.51	0.17	6.30	0.225	2.91	1.81
R41	10354	Intercalated	red	61.12	1.00	19.88	9.42	0.262	4.17	0.48	0.18	6.34	0.21	2.74	1.88
R42	10390	Intercalated	red	58.5	0.95	19.15	9.86	0.309	4.42	0.72	0.16	6.04	0.352	2.86	1.95
R44	10421	Intercalated	red	63.28	0.91	17.19	8.58	0.267	3.98	0.44	0.16	5.59	0.183	2.54	1.74
R45	10449	Intercalated	red	65.36	0.89	15.44	8.88	0.357	4.21	0.50	0.13	4.63	0.236	2.59	1.52
R46	10481	Intercalated	red	78.00	0.58	9.20	6.87	0.501	2.16	0.31	0.09	2.70	0.141	2.18	1.36
R47	10508	Intercalated	red	60.80	1.04	17.66	10.31	0.329	3.9	0.48	0.13	5.46	0.218	2.59	1.73
R49	10567	Intercalated	red	62.91	0.93	17.27	9.09	0.302	3.51	0.69	0.14	5.42	0.349	2.54	1.72
R50	10587	Intercalated	red	67.84	0.88	13.36	9.85	0.622	2.78	0.45	0.12	4.27	0.227	2.41	1.57
R51	10605	Intercalated	red	63.81	0.98	16.15	9.55	0.446	3.46	0.68	0.14	4.88	0.361	2.43	1.58
R52	10641	Intercalated	red	63.34	0.89	16.19	9.85	0.495	3.76	0.6	0.14	4.85	0.296	2.45	1.72
R53	10670	Intercalated	red	76.63	0.57	10.34	6.34	0.439	2.5	0.39	0.1	3.03	0.184	1.68	1.22
R54	10689	Intercalated	red	59.55	0.99	17.85	10.92	0.503	4.04	0.59	0.15	5.35	0.288	2.80	1.75
R55	10714	Intercalated	red	60.42	1.05	17.57	10.44	0.575	3.65	0.55	0.15	5.39	0.251	2.72	1.68
R56	10742	Intercalated	red	67.34	0.95	14.08	8.95	0.732	3.19	0.51	0.13	4.10	0.248	2.48	1.40
R59	10817	Intercalated	red	72.54	0.80	10.98	8.51	0.937	2.93	0.40	0.10	3.02	0.187	2.16	1.11
R64	10885	Intercalated	red	48.64	1.31	19.08	13.75	4.624	5.78	0.94	0.20	4.68	0.349	4.48	2.57
R81	11021	Intercalated	red	61.28	1.19	15.02	10.96	0.707	3.61	0.77	0.19	4.68	0.422	2.97	1.71
R82	11032	Intercalated	red	58.11	1.25	16.94	11.48	0.541	3.39	0.75	0.22	5.55	0.388	3.11	1.98
R84	11049	Intercalated	red	52.80	1.40	20.14	12.24	0.934	4.08	0.82	0.24	5.56	0.395	3.47	2.07
R85	11085	Intercalated	red	49.64	1.63	20.03	14.82	0.996	3.94	1.17	0.25	5.65	0.656	3.48	2.04
Q-2	11954	Intercalated	red	51.05	2.08	22.46	12.16	0.422	3.20	0.26	0.31	6.10	0.212	3.70	2.13

Q-1	12255	Intercalated	red	52.67	1.48	19.81	13.95	0.717	3.98	0.66	0.23	5.15	0.350	3.17	1.84
Q0	13008	Intercalated	red	55.88	1.10	18.99	10.36	0.403	3.76	0.83	0.23	6.54	0.506	4.08	1.63
Q1	13112	Intercalated	red	50.97	1.46	21.51	12.58	0.694	4.50	0.55	0.28	5.86	0.271	3.59	2.17
Q2	13924	Intercalated	red	59.43	1.35	16.31	12.66	0.689	3.98	0.44	0.20	4.10	0.230	3.52	2.03
Q3	14301	Intercalated	red	70.16	1.17	11.91	9.12	0.363	2.37	0.66	0.17	3.29	0.373	1.48	1.49
Q4	14865	Intercalated	red	50.73	1.80	20.64	14.17	0.672	3.92	0.55	0.26	5.50	0.382	4.12	2.18
Q5	15411	Intercalated	red	58.52	1.76	14.83	13.78	2.134	2.93	0.66	0.19	3.98	0.427	3.66	1.89
Q6	15839	Intercalated	red	52.78	1.53	19.41	13.66	2.819	3.73	0.50	0.23	4.69	0.233	4.37	2.32
Q7	16525	Intercalated	red	80.79	0.78	7.96	5.33	0.67	1.88	0.32	0.11	1.87	0.135	0.77	1.08
Q7.9	17382	Intercalated	red	52.02	1.33	21.84	11.90	0.516	3.96	0.52	0.20	6.12	0.339	4.02	2.06
Q10	18464	Intercalated	red	56.34	1.46	17.86	11.24	1.315	3.26	0.48	0.22	5.97	0.302	3.95	1.64

### 3.2 層状チャート挟みの泥岩層の化学組成データ解析

層状チャート挟みの泥岩試料の主要元素の  $\text{TiO}_2$  との比について、PAAS (Post Archean Australian Shale; Taylor and McLennan, 1985) で規格化したデータの結果を Fig. 3-1 に示した。各元素の  $\text{TiO}_2$  に対する存在比は  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$  以外は概ね PAAS と同様である。 $\text{MnO}/\text{TiO}_2$  の値は PAAS よりも高い一方、 $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  と  $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$  は明瞭に低い値を示す。 $\text{CaO}$  wt.% と  $\text{P}_2\text{O}_5$  wt.% の高い正の相関とその傾きは、本研究によるデータセット中の

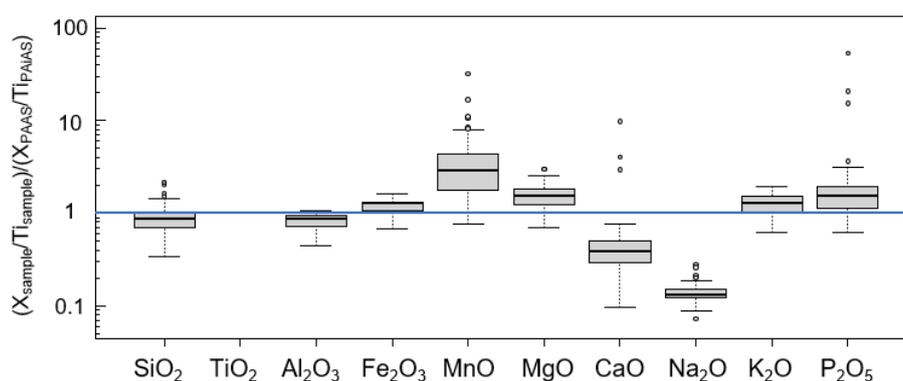


Fig. 3-1 PAAS-normalized elemental abundance of the intercalated mudstone of the bedded chert from section R and section Q. Boxes indicate the 25<sup>th</sup> and 75<sup>th</sup> percentiles. The horizontal line in each box marks the median value. Whiskers represent the 1.5 times the interquartile range of the data. Open circles represent data outliers. PAAS data are from Taylor and McLennan (1985).

$\text{CaO}$  と  $\text{P}_2\text{O}_5$  の変動は主にアパタイトの寄与によるものであることを示唆する (Fig. 3-2)。試料の SEM 観察においても、0.1 mm 程の大きなアパタイトの存在が多数確認された (Fig. 3-3)。Ra39-1, Ra39-2, Ra40 は高い  $\text{CaO}$  と  $\text{P}_2\text{O}_5$  濃度を示したが、これらの試料は特異的にアパタイトを濃集していると考えられる。

層状チャート中の陸源物質の供給源を推定するために、Roser and Korsch (1998)による堆積場判別図を適用したところ、ほとんどの試料が“Quartzose sedimentary provenance”の領域にプロットされた (Fig. 3-4)。層状チャートの堆積場は、海溝によって陸域からの河川による物質供給から断絶された深海平原であるので (Fig. 2-2)、供給される陸源物質は大陸内部からもたらされる風成塵由来であるとの見地と、判別図から推定された供給源は調和的である (e.g., Hori et al., 1993)。

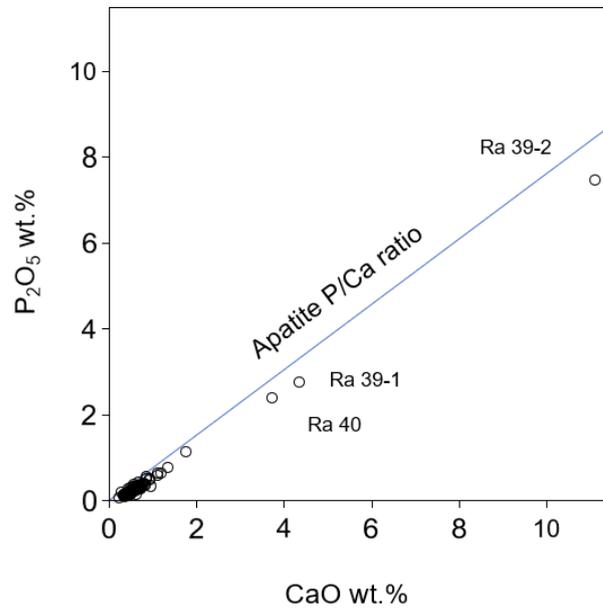


Fig. 3-2 Scatter plot of CaO and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> of the whole-rock chemical compositions. The variation of the samples is along with the apatite P/Ca ratio.

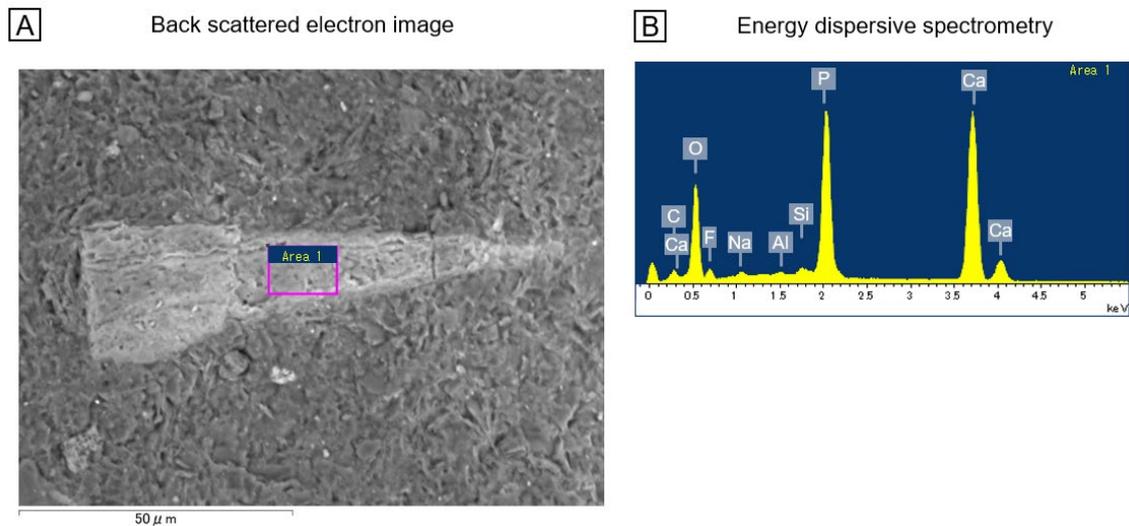


Fig. 3-3 (A) Back scattered electron (BSE) image of the intercalated mudstone. Purple square indicates the region within an apatite for the Energy dispersive spectrometry (EDS) analysis. (B) The result of energy dispersive spectrometry of the apatite fragment.

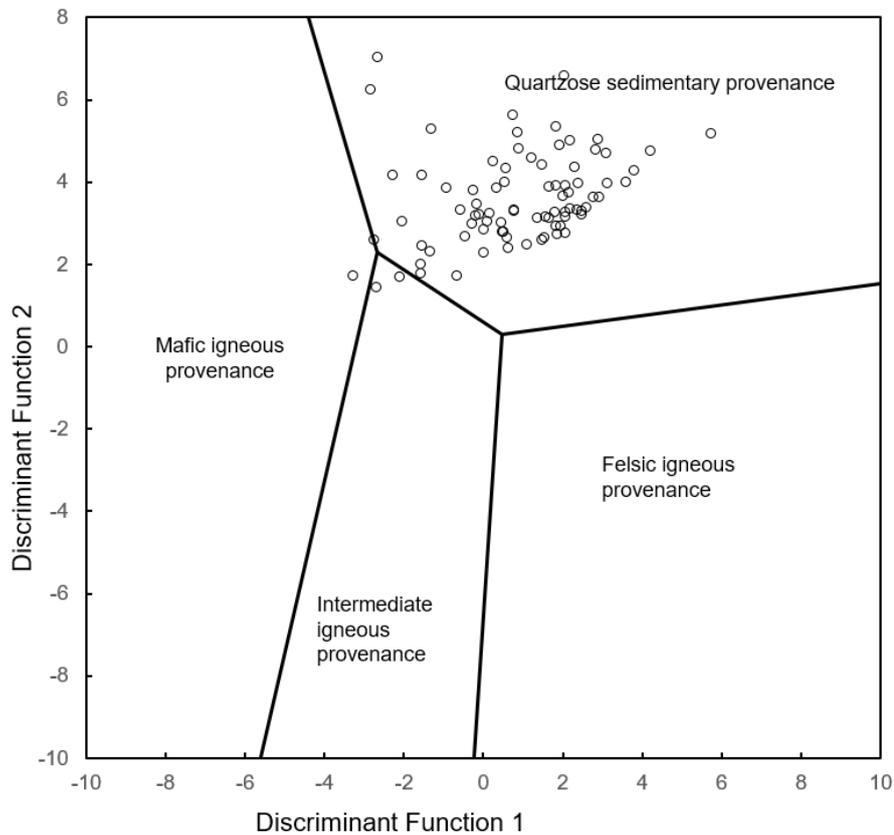


Fig. 3-4 Plot of the provenance discrimination diagram of Roser and Korsch (1988) for the studied mudstones. The Al-normalized version of the diagram of Roser and Korsch (1988) was adopted to avoid dilution effect of non-terrigenous materials. Samples are generally plotted within the “Quartzose sedimentary provenance” region, implying a source area of the intercalated mudstones located in a continental interior. Discriminant Function 1:  $30.638 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 7.329 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 35.402 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382$ . Discriminant Function 2:  $56.500 \times \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \times \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + 30.875 \times \text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \times \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 + 11.112 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - 3.809$ .

### 3.3 組成データに内在する構造の探索

得られた層状チャート泥岩層の全岩化学組成データの特徴や性質を調べるために、多変量統計解析を行った。まず、元素どうしの振る舞いの共通性を調べるために、クラスター解析を行った (Fig. 3-5)。要素間の距離の評価には variation matrix (Aitchison, 1986)を、クラスターの評価法は Ward 法を用いた。その結果、各元素はそれぞれ、陸源物質クラスター ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ )、アバタイトクラスター ( $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ )、マ

ンガンクラスター (MnO) の明瞭な 3 つのクラスターに区分された。この結果は、堆積物中におけるこの 3 成分の量比の変動が全岩組成の差異に大きな影響を与えていることを示唆する。

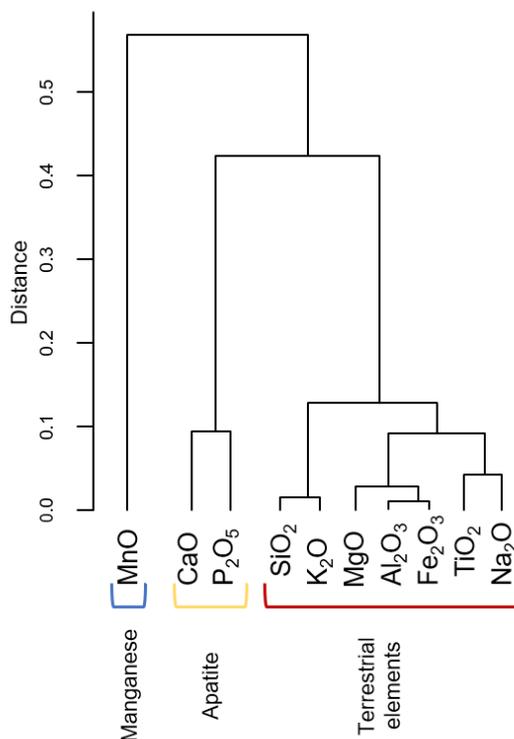


Fig. 3-5 Result of cluster analysis of the major element composition of intercalated mudstones in section R and section Q. Variation matrix (Aitchison, 1986) and Ward method was used for the distance of variables. Three components that control the bulk chemical composition of the intercalated mudstone are classified (“manganese”; “apatite”; “terrestrial elements”).

データの分布様式を調べるために、主成分分析を行った。Ra39-1, Ra39-2, Ra40 といった極端な組成をもつサンプルも存在するため、主成分分析の実行には外れ値を考慮した minimum covariance determinant (MCD) 法を用いた。入力データの前処理として clr 変換を用い、計算には分散共分散行列を用いた。Table. 3-3, Fig. 3-6 に主成分分析の結果を示した。PC1 はデータセット全体のばらつきの 38.9%を反映し、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, MgO, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> について正の負荷量を示した一方、MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO について負の負荷量を示した。PC1 について正の負荷量を示す元素は、クラスター解析において陸源物質クラスター

ーに属する元素群と一致している。一方で、アパタイトクラスターとマンガンクラスターに属する元素はすべてPC1について負の負荷量を示す。このことから、PC1はアパタイトやマンガンといった海洋由来の物質に対する、陸源物質の相対的な濃集度を反映している潜在変数であると解釈することができる。

Fig. 3-7にPC1,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ , CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ の層序変化を示した。 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ は、生物のスカベンジングや、オパールへの吸着されやすさの違いから、遠洋域の生物生産が高い海域での細粒堆積物においては、生物生産性の程度を反映することが知られている (Murray and Leinen, 1996; Dymond et al., 1997)。本研究で扱っている層状チャートも低緯度の遠洋域で堆積したと考えられており (Ando et al., 2001; Uno et al., 2015)、また、層状チャートはそもそも放散虫を主要な構成要素とする堆積物であり、生物生産が高い海域で形成されたと考えられる。そのため、層状チャート挟みの泥岩の $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ は生物生産性を反映す

Table 3-3 Results of principal component analysis

	PC1	PC2	PC3	PC4
SiO <sub>2</sub>	0.211	-0.200	0.289	-0.835
TiO <sub>2</sub>	0.176	0.052	-0.634	-0.042
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.526	-0.040	0.091	0.207
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.119	-0.364	-0.184	0.136
MnO	-0.305	-0.508	-0.221	0.028
MgO	0.315	-0.233	0.269	0.450
CaO	-0.179	0.396	0.226	0.095
Na <sub>2</sub> O	0.333	0.420	-0.474	-0.143
K <sub>2</sub> O	0.469	0.127	0.236	0.025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0.282	0.401	0.142	0.078
Eigen value	3.012	1.789	1.239	0.847
Variance explained	38.89	23.10	16.00	10.93
Cumulative variance	38.89	61.99	77.99	88.92

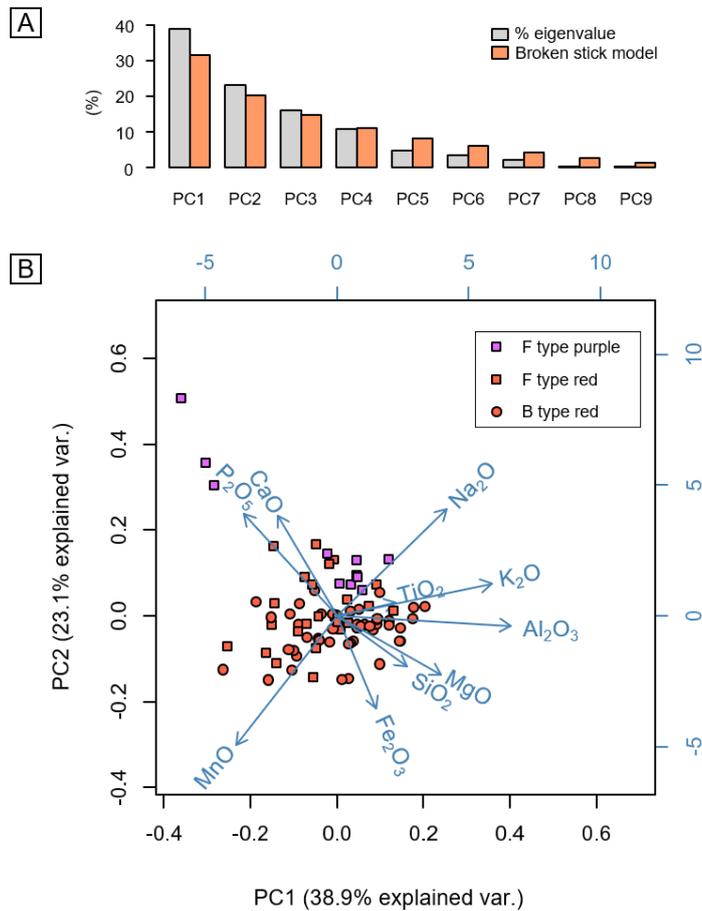


Fig. 3-6 (A) Scree plot of the PCA result and the Broken-Stick model (MacArthur, 1957) for the clr-transformed dataset of intercalated mudstones of section R and section Q. (B) Biplot of principal component scores and loadings for the PC1 and PC2.

る指標として用いることができる。PC1 は陸源物質の海洋性物質（リン酸塩およびマンガ  
ン）に対する相対的な濃集を表す変数であるが、PC1 と  $Al_2O_3/TiO_2$  は弱い正の相関を示し  
（ $R=0.31$ ）、層序変化も逆のトレンドを示していない。このことから、PC1 の層序変化は  
陸源物質の供給量の変動を反映していると解釈することができる。PC1 はセクションの基  
底から厚い泥岩層 CS-1 までは平均  $-0.61$  の安定した低い値をとり、CS-1 において  $3.35$  と  
最大値を示す。CS-1 から上位約  $1\text{ m}$  の区間において PC1 は継続して平均  $1.53$  と高い値を  
示した後に、岩相が F-type へと漸移するに伴って  $-2.5$  程度まで減少する。上部 Carnian 階  
では PC1 は平均  $-1.5$  程度の値でばらつきを持った層序変化を示す。つまり、CS-1 の上位

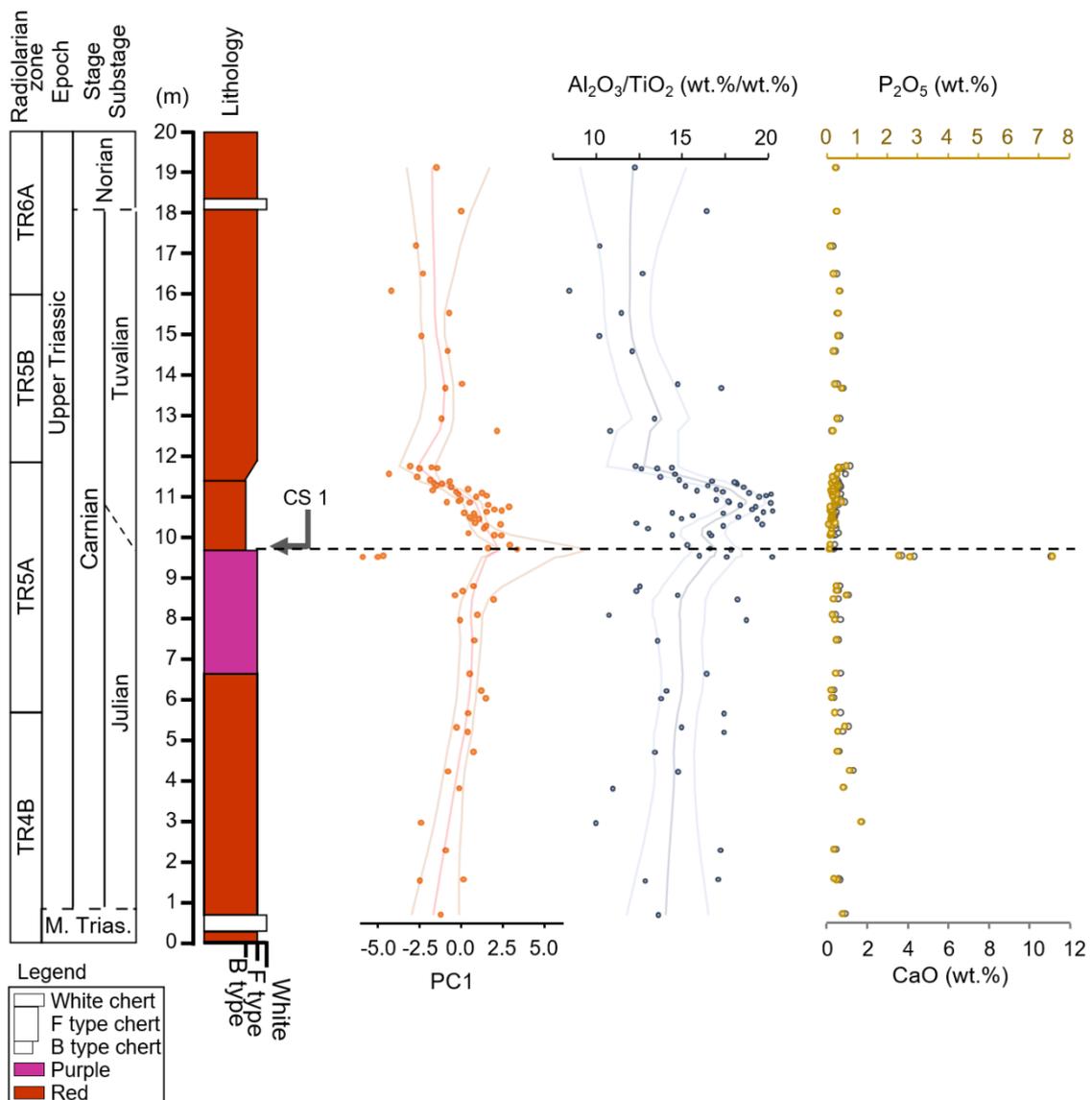


Fig. 3-7 The stratigraphic profile of principal component 1 (PC1) scores and  $Al_2O_3/TiO_2$  ratios. Lines indicate LOWESS fitting and 95% confidence intervals. The relatively high PC1 interval (ca. 1 m thick) can be seen above the CS-1. The outstandingly low PC1 observed just below the CS1 corresponds to the high CaO and  $P_2O_5$  samples (Ra39-1, Ra39-2, Ra40).

約 1m の区間で、継続して高い風成塵供給量を示す区間が示唆された。また、高 PC1 区間直後においては顕著な値の減少が認められ、風成塵供給量の減少が示唆された。

CaO,  $P_2O_5$  について、両元素の層序的な変動パターンは一致しており、厚い泥岩層 CS-1

の下位には CaO で 3 wt.%,  $P_2O_5$  で 2 wt.% が以上濃集している層準が認められた。これは中部三畳系から下部ジュラ系までの犬山地域に分布する全ての年代の層状チャートと比較しても突出して高い値であり (Fujisaki et al., 2016), この層準の堆積時における遠洋深海域における特異な海洋環境の変化を反映している可能性がある。

以上をまとめると、本研究では層状チャート挟みの泥岩の化学組成データに内在する構造を、クラスター解析と主成分分析で探索的に解析した。クラスター解析では、陸源碎屑物クラスター、アパタイトクラスター、マンガンクラスターの 3 クラスターに明瞭に区分され、全データの分散の約 4 割を説明する PC1 は、陸源碎屑物クラスターに属する元素群とその他の元素の相対的な濃集度を表し、陸源物質の供給量を反映した潜在変数であることが示唆された (Cho et al., 2022)。

## 4. 生物源物質の混入による組成改変を補正する化学風化指標の提示

風化生成物である砕屑物の化学組成は、過去の大陸風化の変動を記録している。特に、主要元素を用いた風化指標は、測定が簡便でかつ化石や特定の鉱物といった特別な試料が産出しない地層においても適用できる手法として、風化度を見積もる際に用いられてきた。しかし、層状チャートの泥岩層においては、陸源砕屑物である粘土鉱物に加えて海洋生物由来であると考えられるアパタイトとシリカが混入することから、従来の風化指標の適用が困難である。そこで本研究ではこの問題を解決するために、CaO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>及びSiO<sub>2</sub>を用いない新たな風化指標（RW index）を未風化な火成岩と現世土壌のデータに独立成分分析を適用することにより開発した。

### 4.1 新たな風化指標を構築する意義

過去の陸域の化学風化の復元は、古環境解析において有用なツールである。また、ケイ酸塩の化学風化作用は、大気中のCO<sub>2</sub>を消費することや、栄養塩を海洋へ供給することから、地球システムに影響を及ぼす要素でもある。環境変動イベントにおける大陸風化のフィードバックの重要性は地質学的証拠とモデルによる研究の双方から示唆されている（e.g., Kump et al., 2000; Sun et al., 2018; Shen et al., 2022）。最近では、化学風化作用は1万年以下といった短いタイムスケールにおいても気候に応答しうることも指摘されている（Them et al., 2017; Kemp et al., 2020）。

堆積物の主要元素を用いた風化指標は、時代を問わず過去の古環境推定に適用できる指標として広く用いられてきた（e.g., Sheldon and Tabor, 2009）。主要元素全岩化学組成を用いた風化指標は一般的な堆積岩層に適用可能であり、例えば有孔虫や石筍等の特殊な化石や鉱物が産出しない地層においても有用なツールであるため、先カンブリア紀から完新世までの幅広い地質年代の研究において利用されてきた（e.g., Nesbitt and Young, 1982; Liu et al., 2013; Perri et al., 2016; Scarciglia et al., 2016; Perri, 2018; Biondino et al., 2020; Crotty et al., 2022）。

従来の主要元素を用いた風化指標は、火成岩やケイ酸塩鉱物の化学風化での組成改変のみに基づいて構築されたため、堆積岩に一般的に伴われる自生鉱物や生物源物質の全岩化

学組成への影響を考慮していない。そのため、風化指標の計算値が非常に大きな影響を受けてしまう場合があるという欠点が存在する。海洋性の堆積物では、生物由来のカルサイトやオパール、アパタイトは全岩組成から化学風化度を見積もる際の典型的な妨害要素となる (e.g., Sugitani and Mimura, 1998)。陸成の堆積物では土壤中に濃集するカルサイトノジュールが同様の問題をしばしば引き起こす (Garzanti et al., 2014; Dinis et al., 2020)。堆積物が被る続成作用においても、シリカやカルサイトによるセメンテーション作用は一般的であり (e.g., Ohta, 2008)、間隙水から沈殿した Ca や Si が全岩組成を改変し、化学風化度を見積もる際の障壁となる。

これらの問題に対応するために、特定の元素濃度や元素比を風化指標の代用として使用される例もあるが、そのような低次元の式では源岩組成の違いによる差異の影響を強く受ける恐れがあり、正しく風化度を見積もることができない可能性が高い (e.g., Fedo et al., 1995)。また全岩化学組成分析とは別の手法を用いて、試料が含有する妨害成分となる非ケイ酸塩物質の量を測定し、その定量値を用いて全岩組成を補正する方法も考えられるが、この方法は追加の実験操作が必要となることに加えて、補正計算の正確性を見積もる必要があるという問題も残る。そこで本研究では、上記の従来風化指標の問題点に対処するために、多変量統計解析を用いて、生物源・続成由来物質の影響を補正した新たな風化指標 RW index を提示し、その有用性の検証を行った。

## 4.2 既存の風化指標の特徴と問題点

主要元素を用いた既存の化学風化指標は、鉱物の分解に基づく指標、易動元素の溶脱に基づく指標、統計学的経験則に基づく指標の3種類に大別される。以下に、種類別の代表的な指標とその特徴についてまとめた。

### 4.2.1 鉱物の分解に基づく指標

鉱物は化学風化により分解し、化学組成が変化する。鉱物の分解に基づく指標の代表として chemical index of alteration (CIA; Nesbitt and Young, 1982) が挙げられる。

$$\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 \times 100 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

ただし、計算式には各元素の mol 濃度を代入する。CaO\* はケイ酸塩由来の CaO を表す。

CIA は大陸地殻の主要な構成要素である長石の分解に基づいて構築された指標であり、堆積岩を用いた風化度復元の際に最もよく利用されている指標である (e.g., Hayashi et al., 1997). しかし、CIA のような単一鉱物の分解に基づいて構築された指標を地質試料に適用するにあたっては、対象とする堆積物や堆積岩の源岩の化学組成が常に不変であるという前提を必要とする. このような指標を源岩が未知の堆積岩に適用する場合、指標値の変動は化学風化の変動のみならず、源岩組成の変動をも反映している可能性が常に排除できないということである (e.g., Meunier et al., 2013). 事実、珪長質な火成岩の CIA の値は一般に 45~55 程度であるのに対して、苦鉄質な火成岩は 25~45 程度である.

#### 4.2.2 易動元素の溶脱に基づく指標

堆積物は化学風化により、易動元素がイオン化して溶脱し、比較的風化で溶脱しづらい元素が相対的に濃集する. 易動元素の溶脱に基づく指標の代表として weathering index of Parker (WIP; Parker, 1970)が挙げられる.

$$WIP = 100[(2Na_2O/0.35) + (MgO/0.9) + (2K_2O/0.25) + (CaO^*/0.7)]$$

ただし、計算式には各元素の mol 濃度を代入する. CaO\*はケイ酸塩由来の CaO を表す.

WIP は易動元素である Na, Mg, K, Ca に着目した指標であり、そのシンプルな性質から CIA とともに最も広く用いられている風化指標の一つである. しかし、WIP は化学風化における各元素の溶脱の非線形性を考慮しておらず、ある元素が風化で溶脱するか濃集するかは、風化のステージによっても異なることがある (e.g., Ohta and Arai, 2007). さらに、ある元素濃度の変化はその元素の絶対量の変化を必ずしも反映しないという組成データの特徴 (すなわち、constant-sum constraint; Aitchison, 1986) があるため、例えばケイ酸塩鉱物にもっとも多く含まれる元素である Si が化学風化で溶脱することにより、その他のすべての元素の濃度が相対的に上昇し、WIP の値は風化作用の進行とは逆のトレンドを示してしまうといった問題が生じることがあると考えられる.

#### 4.2.3 統計学的経験則に基づく指標

W 値 (Ohta and Arai, 2007) は統計学的経験則に基づく化学風化指標であり、以下の 3 段階によって計算される.

○Step 1: 主要 8 元素の副組成の作成

SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO\*, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O の 8 つの元素濃度 (wt.%) を, 合計 100% となるように規格化を行う. ただし, CaO\*はケイ酸塩由来の CaO を表す.

○Step 2: 下記 A~C 式に Step 1 で得た規格化後の値を代入

$$A = 0.203 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.002 \times \ln(\text{MgO}) - 0.448 \times \ln(\text{CaO}^*) - 0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892$$

$$B = -0.395 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \times \ln(\text{MgO}) + 0.368 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266$$

$$C = 0.191 \times \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.243 \times \ln(\text{MgO}) + 0.079 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892$$

○Step 3: 以下の式に step 2 で得られた A~C を代入して W 値の計算を行う.

$$W \text{ 値} = \exp.(A) \times 100 / [\exp.(A) + \exp.(B) + \exp.(C)]$$

W 値は火成岩とその風化プロファイルの主要 8 元素の多次元空間内に, 源岩組成のトレンドと風化度のトレンドがそれぞれ直交して存在していることを発見したことで得られた, 源岩組成の影響を受けない風化指標である. したがって, 風化指標 W 値は異なる源岩組成をもつ堆積物についても化学風化度の比較を実現し, また, その堆積物の源岩組成を推測することも可能とする. W 値は, Na, Ca といった風化で鋭敏に移動する元素のみならず Al, Fe を含めた多くの元素同士の比に基づく指標であり, 三二酸化物を濃集する風化の最終段階を含めた幅広い風化ステージにおいても化学風化度と調和的な結果を示す (Ohta and Arai, 2007).

#### 4.2.4 従来指標での非ケイ酸塩成分の混入への対処法

CIA, WIP, W 値といった風化指標を全岩化学組成に適用するにあたって, その対象はケイ酸塩質碎屑物を主要成分とする堆積物である必要があり, その他の成分は全岩組成へ与える影響が無視できる程度である必要がある. しかしながら, 河川などの陸域や, 海洋での堆積物や堆積岩は自生鉱物や生物源物質を伴う場合が多い. したがって, このような堆積物の全岩化学組成をそのまま風化指標値の計算に用いることは, 風化度の見積りに大きな不確実性をもたらす (e.g., McLennan, 1993). このような非ケイ酸塩物質の混入にもっとも脆弱な元素のうちの一つに Ca がある. ケイ酸塩鉱物における Ca は, もっとも化学風化に鋭敏に反応する元素のひとつであり, Ca の混入は風化指標値をより未風化な値へと改変する. 非ケイ酸塩 Ca の混入は生物骨格, カルサイトや石膏などの無機沈殿鉱物, または続成

作用によって生じる。実際、上記の3種の風化指標（CIA, WIP, W 値）の計算式に  $\text{CaO}^*$ （ケイ酸塩由来の  $\text{CaO}$ ）の項が含まれているが、このことは堆積岩に風化指標を適用するにあたって  $\text{Ca}$  の炭酸塩やリン酸塩の混入に対して注意が必要であることを示している（e.g., Buggle et al., 2011）。

### 4.3 新たな風化指標の構築

#### 4.3.1 指標構築に用いたデータセット

源岩組成変動と非ケイ酸塩鉱物の混入の影響を抑えた新たな風化指標を構築するために、火成岩とその風化産物の主要元素のデータセットに組成データ解析と多変量統計解析の手法を適用した。データセット約 600 個の火成岩とその風化産物の主要元素全岩化学組成からなり、未風化な火成岩として珪長質岩 108 個、中間質岩 104 個、苦鉄質岩 104 個、風化産物として珪長質試料 90 個、中間質試料 85 個、苦鉄質試料 98 個を含む（Cho and Ohta, 2022）。

#### 4.3.2 独立成分分析

上記データセットについて、 $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  の 6 元素について、isometric logratio (ilr) 変換（Egozcue et al., 2003）を行い、5 つの ilr 変数に変換した。ilr 変換は  $D$  次元の組成空間を  $D-1$  次元の実空間に写像する。 $D$  次元の組成データ  $\mathbf{x} = (x_1 \cdots x_D)$  について、ilr 変換後のデータ  $\text{ilr}(\mathbf{x}) = (\text{ilr}_1 \cdots \text{ilr}_{D-1})$  は以下のように定義される。

$$\text{ilr}(\mathbf{x}) = \left[ \sqrt{\frac{1}{2}} \ln \frac{x_1}{x_2}, \sqrt{\frac{2}{3}} \ln \frac{\sqrt{x_1 x_2}}{x_3}, \dots, \sqrt{\frac{D-1}{D}} \ln \frac{(\prod_{i=1}^{D-1} x_i)^{\frac{1}{D-1}}}{x_D} \right].$$

本研究で用いた ilr 変数を以下に示した。ただし、ilr 変換においては、変数の順番は任意であり、異なるパーテーションを用いた ilr 変数でも同様の解析結果が得られる。

$$\text{ilr}_1 = \sqrt{\frac{1}{2}} \ln \frac{\text{TiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3},$$

$$\text{ilr}_2 = \sqrt{\frac{2}{3}} \ln \frac{\sqrt{\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3}}{\text{Fe}_2\text{O}_3},$$

$$\text{ilr}_3 = \sqrt{\frac{3}{4}} \ln \frac{\sqrt[3]{\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3}}{\text{MgO}},$$

$$\text{ilr}_4 = \sqrt{\frac{4}{5}} \ln \frac{\sqrt[4]{\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}}}{\text{Na}_2\text{O}},$$

$$\text{ilr}_5 = \sqrt{\frac{5}{6}} \ln \frac{\sqrt[5]{\text{TiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{MgO} \times \text{Na}_2\text{O}}}{\text{K}_2\text{O}}.$$

化学風化の軸と源岩組成のバリエーションの軸を統計的に独立に抽出するために、独立成分分析を実行した。独立成分分析ではデータの非ガウス性が最大となる軸を指定した個数抽出するものである。解析にはフリー統計環境 R を使用し、独立成分分析には“fastICA”関数 (Marchini et al., 2019) を使用した。独立成分分析により IC1, IC2 の 2 つの統計的に独立な軸が抽出された (Table 4-1)。

Table 4-1 Independent component loadings of the logarithm for each element of the ICA result

	IC1	IC2
ln(TiO <sub>2</sub> )	0.180433	-0.1867
ln(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	-0.13982	-0.24262
ln(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.129575	-0.18135
ln(MgO)	0.35744	0.185772
ln(Na <sub>2</sub> O)	-0.08347	0.616557
ln(K <sub>2</sub> O)	-0.44416	-0.19166

Fig. 4-1 に IC1 スコアと IC2 スコアの散布図を示した。IC1 は ln(TiO<sub>2</sub>), ln(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), ln(MgO) について正の負荷量を示し、ln(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), ln(Na<sub>2</sub>O), ln(K<sub>2</sub>O) について負の負荷量を示した。これは、火成岩における苦鉄質と珪長質の化学組成の差異と調和的であり (e.g., Rollinson, 1993), また IC1 スコアは珪長質, 中間質, 苦鉄質の順に増加を示すことから, IC1 は苦鉄質から珪長質のマグマ組成の違いを反映している潜在変数であると解釈された。IC2 については, ln(MgO) と ln(Na<sub>2</sub>O) が正の負荷量を示し, ln(TiO<sub>2</sub>), ln(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), ln(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), ln(K<sub>2</sub>O) が負の負荷量を示した。Na は一価の陽イオンとなり, 化学風化でもっとも移動しやすい元素である一方, Al は溶解してもまた水に不溶な水酸化物や酸化物を形

成し、もっとも風化で移動しにくい元素のひとつである (e.g., Buggle et al., 2011). IC2 について、 $\ln(\text{Na}_2\text{O})$ が正方向に最も大きな負荷量を、 $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3)$ が負方向に最も大きな負の負荷量を示し、また他の元素も化学風化の際の易動度と調和的な負荷量を示すことから (e.g., Ohta and Arai, 2007), IC2 は化学風化度を反映する潜在変数であると考えられる. 実際, IC2 スコアは、未風化な火成岩については 0 付近からやや正の値に集中する一方、風化した試料については 0 付近から -4 程度までの幅広い範囲を示す. 以上より、IC1 は源岩組成を、IC2 は化学風化度を反映する潜在変数であるといえる.

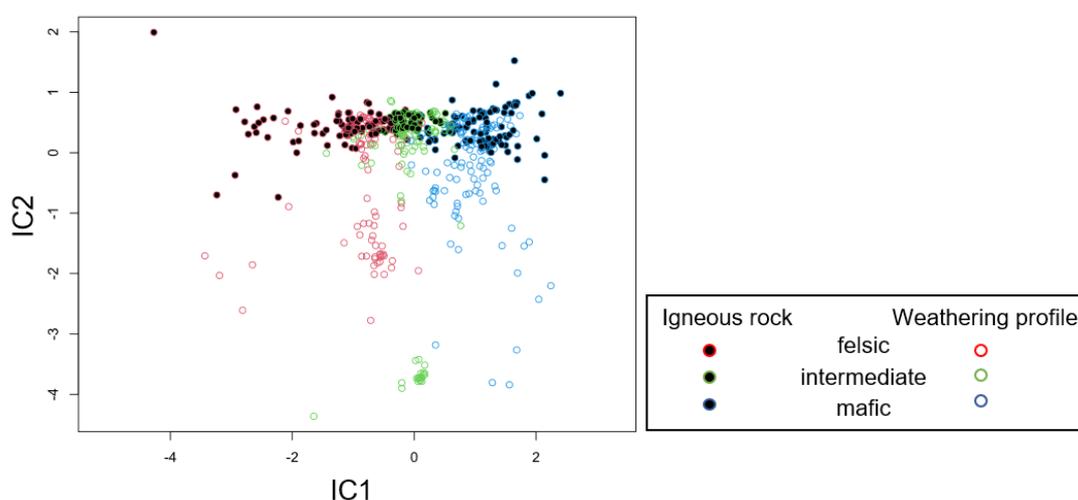


Fig. 4-1 Independent component scores of the input data. The scatter plot shows that IC1 identifies the source rock composition, whereas IC2 represents the degree of weathering, which is consistent with the independent component loading of each element.

#### 4.3.3 RW index の構築

独立成分分析によって、非ケイ酸塩物質の混入の問題の要因元素である Ca, Si, P を含まないデータセットにおいて、源岩組成と化学風化を反映する変数を統計的に独立に得られた. 得られた 2 つの独立成分 (IC1, IC2) について、ilr 変換の逆写像を用いて三角図 (mafic-felsic-RW diagram) に整備した (Fig. 4-2). ilr 変換の逆写像は下記の式を用いた.

$$v_1 (\text{Mafic source}) = \exp\left(\frac{1}{\sqrt{6}} \text{IC2} + \frac{1}{\sqrt{2}} \text{IC1}\right),$$

$$v_2 (\text{Felsic source}) = \exp\left(\frac{1}{\sqrt{6}} \text{IC2} - \frac{1}{\sqrt{2}} \text{IC1}\right),$$

$$v_3 (\text{Weathering}) = \exp\left(\frac{-2}{\sqrt{6}} \text{IC2}\right).$$

得られた Mafic-felsic-RW diagram の計算式は以下のとおりであり、RW apex の計算値を RW index と定義した。

$$\text{Mafic apex} = \exp.(m) / (\exp.(m) + \exp.(f) + \exp.(rw))$$

$$\text{Felsic apex} = \exp.(f) / (\exp.(m) + \exp.(f) + \exp.(rw))$$

$$\text{RW apex} = \exp.(rw) / (\exp.(m) + \exp.(f) + \exp.(rw))$$

ただし、

$$m = 0.051 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.120 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.018 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.33 \times \ln(\text{MgO}) + 0.193 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.392 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.330$$

$$f = -0.204 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.000 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.166 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.177 \times \ln(\text{MgO}) + 0.311 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.236 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.176$$

$$rw = 0.152 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.198 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.148 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.152 \times \ln(\text{MgO}) - 0.503 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.156 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.506$$

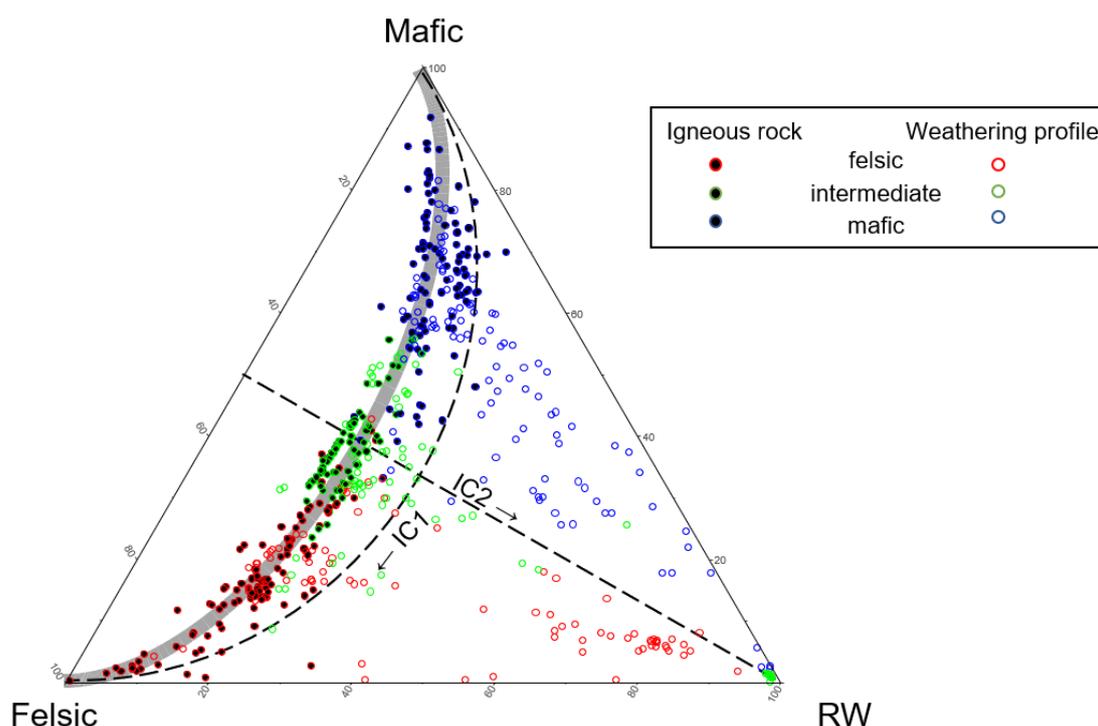


Fig. 4-2 Mafic-felsic-RW ternary plot of the input dataset used for the independent component analysis. Unweathered igneous rocks define a compositional trend from the mafic to felsic apices, whereas each weathering profile defines a trend from the unweathered source rock composition to the RW apex. The dashed line is the projection of the IC1 and IC2 axes. RW = “Robust Weathering”.

#### 4.4 RW index の検証

##### 4.4.1 異なる源岩に発達するサプロライトを用いた検証

Mafic-felsic-RW diagram および RW index が源岩組成の異なる源岩組成を持つ堆積物において統一的に風化度が評価できるかを実証的に検証するために、花崗岩と玄武岩にそれぞれ発達するサプロライトの化学組成データ (Yusoff et al., 2013; Jiang et al., 2018) を Mafic-felsic-RW diagram にプロットした (Fig. 4-3). Fig. 4-3 において、双方のプロファイルとも、サプロライトの基盤である源岩は未風化な火成岩のトレンド上にプロットされた。そして双方のプロファイルともに、源岩、風化前線、サプロライト、表層土壌の順番で RW apex へと向かう方向に延びるトレンドを示した。この結果より、Mafic-felsic-RW diagram は源岩組成に関わらず化学風化の進行を統一的に表現できていることがわかる。

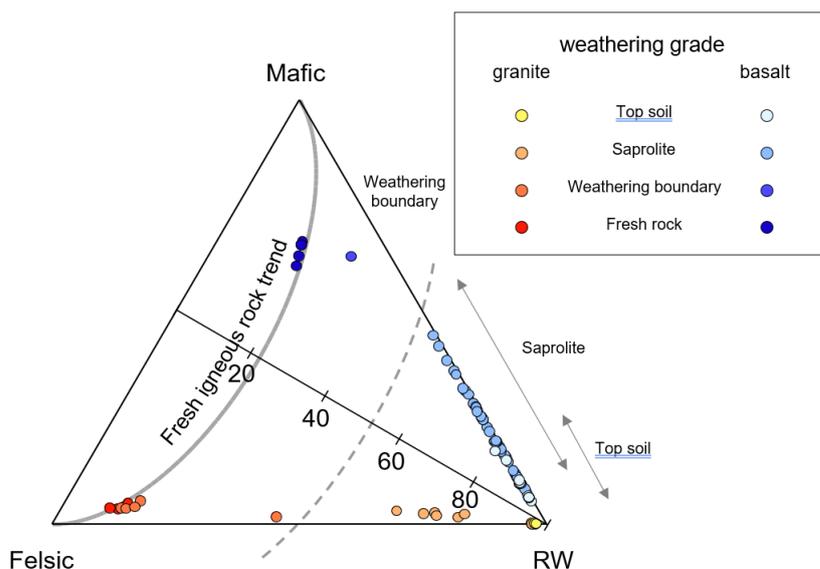


Fig. 4-3 Data for saprolite weathering profiles developed from basalt and granite, plotted on a mafic-felsic-RW ternary diagram. The diagram clearly distinguishes the weathering stages (i.e., topsoil, saprolite, and weathering boundary) of both the basalt and granite profiles. The unaltered basalt and granite plot on the fresh igneous rock trend of Fig. 4-2. Both profiles are located in the tropical climate zone of the Köppen-Geiger climate classification. The basalt profile is in the Aw zone and the granite profile is in the Af zone (Kottek et al., 2006).

化学風化を鉱物学的な視点でとらえるために、Mafic-felsic-RW diagram 上に代表的な造岩鉱物と風化生成物をプロットした (Fig. 4-4). かんらん石, 輝石, 角閃石といった苦鉄質な鉱物は Mafic-RW 辺側に位置する一方, 長石類は Felsic-RW 辺に位置した. 粘土鉱物やカオリナイト, ギブサイトといった風化によって生成される 2 次鉱物は RW apex に延びる領域にプロットされた. 灰長石, 鉄珪輝石, 鉄かんらん石といったいくつかの造岩鉱物は, RW index が高い領域にプロットされるが, 未風化火成岩の全岩データのほとんどが Mafic apex から Felsic apex をつなぐトレンド上に位置している. これは, 岩石中には上記の高い RW index を示す鉱物の他に, Fig. 4-4 で Mafic apex や Felsic apex にプロットされているような低い RW index を示す鉱物が共存して, 全岩データにおいて RW index の上昇を補償しているためであると考えられる. 以上より, RW index の上昇は, 未風化な源岩中に含まれる造岩鉱物の分解と, 易動元素の溶脱を伴う二次鉱物の生成という化学風化の過程を反映していることがわかる

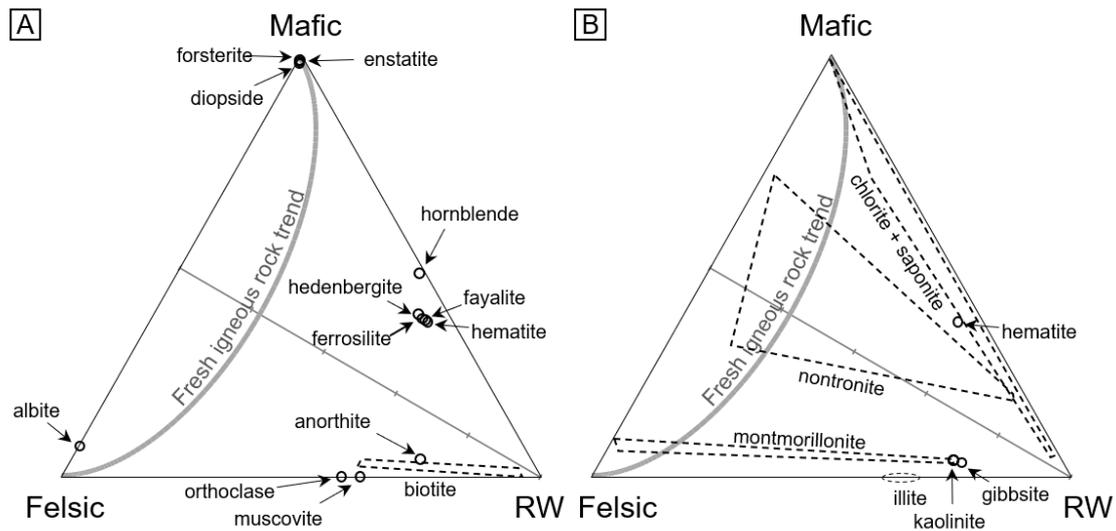


Fig. 4-4 (A) Mafic-felsic-RW diagram of typical rock-forming minerals. (B) Mafic-felsic-RW diagram of representative weathering products. Secondary clay minerals are plotted in the broad regions due to their variety of chemical composition. The region near the RW apex is occupied by the phyllosilicates and the end product of the chemical weathering such as kaolinite and gibbsite. Some rock-forming minerals such as anorthite also yields high RW index value however, the effect of them to the whole-rock value of RW index is limited due to other low RW index minerals.

#### 4.4.2 成帯性土壌を用いた検証

RW index と気候条件との関係性を評価するために、Ohta et al. (2011)によってコンパイルされた世界各地の異なる気候帯に発達する成帯性土壌の化学組成データに RW index を適用した (Fig. 4-5). 成帯性土壌は成熟した土壌であり、その土地の気候条件と平衡状態に達している (Bockheim et al., 2014). Gelisol は極地方, Spodosol は寒帯, Mollisol と Alfisol は温帯, Aridisol は乾燥地帯, Vertisol は雨季と乾季の繰り返しがあるモンスーン地域に, Ultisol と Oxisol は熱帯雨林地域に発達する成帯性土壌である. RW index は極域から赤道域に向かうにつれて高い値を示しており、これは低緯度地域ほどその温暖湿潤な気候のた

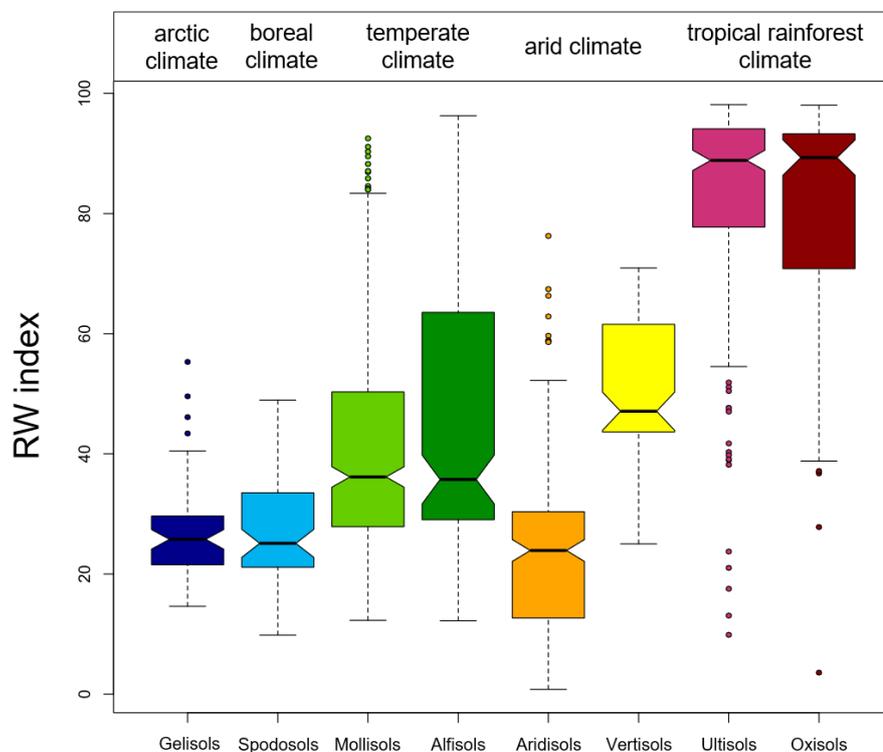


Fig. 4-5 RW index calculated for soils developed in different climate zones. Soils developed under conditions of limited chemical weathering, such as low-temperature and -humidity regions, have low RW values, and RW values become higher as temperature and humidity increase. The aridisol yielded a low RW value due to the arid climate setting. Boxes indicate the 25<sup>th</sup> and 75<sup>th</sup> percentiles. The horizontal line in each box marks the median value and notches indicate the 95% confidence intervals of the median. Whiskers represent the allowable range of the data (i.e., 1.5 times the interquartile range). Open circles represent data outliers. The soil chemistry data are from Ohta et al. (2011).

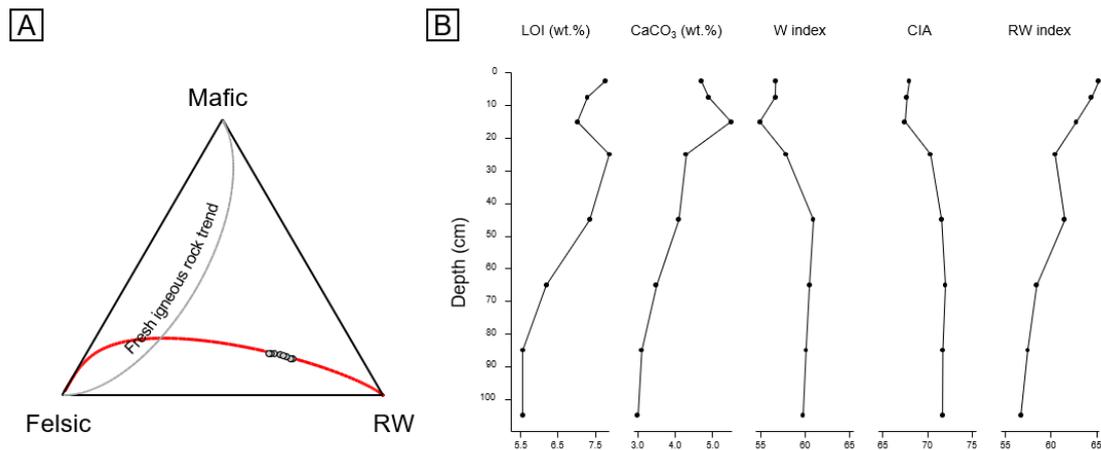


Fig. 4-6 RW index values of a carbonate-rich paleosol profile in northern Cameroon. (A) The mafic-felsic-RW diagram of the profile. It shows a clear linear compositional trend of felsic source weathering (red line). (B) Loss on ignition, calcium carbonate content and two conventional weathering indices are shown along with RW index. The RW index shows a progressive increase upwards to the top surface of the profile. The CIA and W index variations are not consistent with the degree of weathering, indicating these indices are affected by non-silicate Ca in carbonate nodules. The opposite variation trend between LOI and calcium carbonate content on the upper part of the profile indicates the significant contribution from organic matter. Data are from Dietrich et al. (2021).

めに化学風化が進行することと整合的である。RW index は Aridisol において低い値を示すが、これは乾燥気候では化学風化が抑制されることを反映した結果であると考えられる。

RW index は CaO, SiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> の情報を用いずに、源岩組成と化学風化度を推定することを可能とする。RW index は非ケイ酸塩由来の Ca, Si, P を多く含む試料においても適用可能であることを検証するために、カルサイト濃集土壌のプロファイルに RW index を適用した (Fig. 4-6)。Sudano-Sahelian 帯チャド盆地に分布するカルサイト質 paleo-vertisol の化学組成 (Dietrich et al., 2021) を使用した。この堆積物は、土壌炭酸塩を 3-5 wt.% 含み、後背地は花崗岩と片麻岩であり、サハラ砂漠由来の石英質風成塵も混入する (Dietrich et al., 2017)。RW index はプロファイルの上位に向かって上昇するトレンドを示した。一般に、土壌やサブソライトのプロファイルは表層ほど強い化学風化作用を被るため、化学風化度は表層に近づくにつれて上昇する (e.g., Yusoff et al., 2013; Jiang et al., 2018)。Fig. 4-6 に

において、RW index 以外の従来の風化指標はこのようなトレンドを示さない一方、 $\text{CaCO}_3$ 濃度と逆相関するトレンドを示している。Mafic-felsic-RW diagram 上では、Felsic apex から RW apex への明瞭なトレンドが観察され、これは本データの化学組成変動が珪長質な源岩の化学風化で説明できることを示している、さらに、本データの示す RW index の範囲 (55~65) は現世土壌の Vertisol の値と整合的である (Fig. 4-5)。

以上より、RW index は源岩組成変動と非ケイ酸塩由来の Ca, Si, P の混入に強固な風化指標であり、幅広い堆積物において適用可能であると言える。したがって、RW index を用いることで、放散虫骨格由来の Si と生物源アパタイト由来の Ca の混入が顕著な層状チャートにおいて、全岩化学組成を用いて陸源碎屑物の化学風化度を復元することが可能となった。

## 5.カーニアン多雨事象におけるパンゲア内陸域の環境変動

### 5.1 Carnian におけるパンゲア内陸域の古環境

三畳紀は超大陸パンゲアが形成されており、陸域と海洋の強いコントラストにより、メガモンスーン気候が発達していたと考えられている (e.g., Kutzbach and Gallimore, 1994). すなわち、北半球が夏の季節に、北半球の陸域には大きな低気圧が発達し、逆に南半球の陸域では大きな高気圧が発達することで、海陸のモンスーン循環に加えて、この南北半球の陸域の大きな気圧差により、赤道をまたいで季節により風向が反転するモンスーン循環が発達していたと考えられている (e.g., Kutzbach and Gallimore, 1994).

カーニアン多雨事象における環境変動はテチス海西縁地域において、大規模な碎屑物の堆積盆地への流入から、陸域での水循環の活発化に起因すると認識されてきた (Schlager and Schollnberger, 1974; Simms and Ruffell, 1989; Simms and Ruffell, 1990). また、河川の大規模化 (e.g., Simms and Ruffell, 2018), 湖水位の上昇 (e.g., Lu et al., 2021), 植物花粉化石相の変化 (e.g., Roghi et al., 2010) もテチス海縁辺において指摘されており、陸域湿潤化が示唆されている.

しかし、テチス海縁辺の沿岸地域以外では、カーニアン階の地層の分布が限定されることと、それらの年代決定の不確かさから、カーニアン多雨事象における陸域での環境変動の証拠は不足している. 南緯 30° のパンゲア西岸に位置するアルゼンチンの Ischigualasto-Villa Unión Basin では、U-Pb 年代分析と粘土鉱物組成分析により、乾燥-半乾燥気候の背景において、カーニアン多雨事象時に一時的に湿潤化したことが示唆された (Mancuso et al., 2020). 一方、北緯 30° に位置するイギリスの Wessex Basin やデンマーク-スウェーデンにまたがる Danish Basin での花粉群衆組成分析の研究では、カーニアン中期においては顕著な陸域湿潤化傾向は検出されなかったと結論付けている (Baranyi et al., 2019, Lindström et al., 2017). Arche and López-Gómez (2014) は西ヨーロッパ、北西アフリカ、北アメリカ東岸でのカーニアン階の地層に見られる珪質堆積物層の広域対比より、カーニアン多雨事象にともなう堆積盆地への碎屑物流入が北半球の北緯 15° ~30° において陸域でも同時に生じた可能性を示唆した. カーニアン階の地層中に一時的な風成砂岩層が Fundy Basin (カナダ), Iberian Basin (スペイン), Aragana Basin (モロッコ) において出現することが知ら

れているが、カーニアン多雨事象との同時性を議論できる精度での年代情報は得られていない (Arche and López-Gómez, 2014; Sues and Olsen, 2015). 以上より、高精度に年代決定されているカーニアン階の陸成層の分布は限られており、また、報告される湿潤化の度合の地域差が大きいことから、カーニアン多雨事象での陸域気候の応答様式は明らかになっておらず、特に、当時のパンゲア大陸内陸域に広がる広大な乾燥地帯での情報は不足している (e.g., Ogg, 2015; Ikeda et al., 2020).

## 5.2 風成塵供給量と風成塵風化度の変動

本研究では、層状チャート挟みの泥岩層の主要元素化学組成に着目することで、深海平原へもたらされた風成塵の供給量とその化学風化度の変動を復元し、カーニアン多雨事象時の陸域内部の古環境の推定を試みた。

遠洋域まで到達する細粒風成塵の発生源としては、陸域内部の乾燥地帯で干上がったワジやプラヤの底に堆積した細粒な碎屑物であると考えられるが、氷期-間氷期サイクルにおいて、遠洋への風成塵供給はほとんど乾燥期が担っていることが知られている (e.g., Lamy et al., 2014). よって、第三章において得られた風成塵供給量変動 PC1 (Fig. 3-7) についても、ある程度短い時間スケールにおける乾燥期の情報を反映していると解釈される。

遠洋深海まで到達する細粒風成塵の元となる碎屑物粒子は、その発生源において風化作用によって生成するものであり、風成塵が記録する化学風化度は、碎屑物粒子生成時の情報を保持していると考えられる。Carnian 全体を含む区間において風化指標 RW index を適用した結果を Fig. 5-1 に示した。RW index は CS-1 より下位では RW index は 76 程度を示し、CS-1 を境に急激に増加に転じ、CS-1 より上位 2 m の区間では平均 80 の継続した高い値を示した。その後は値にばらつきはあるものの RW index は 78 前後の値を示した。つまり、RW index は PC1 と同様に CS-1 を境に値が上昇した後に高い値を維持、さらにはその後低い値へと推移する。しかし、RW index の変動は PC1 よりも 1 m 弱遅れて生じている (Fig. 5-1)。次節で、RW index の変動の PC1 に対する遅れの原因を、他地域で得られているカーニアン多雨事象のセクションでの地質記録と併せて議論する。

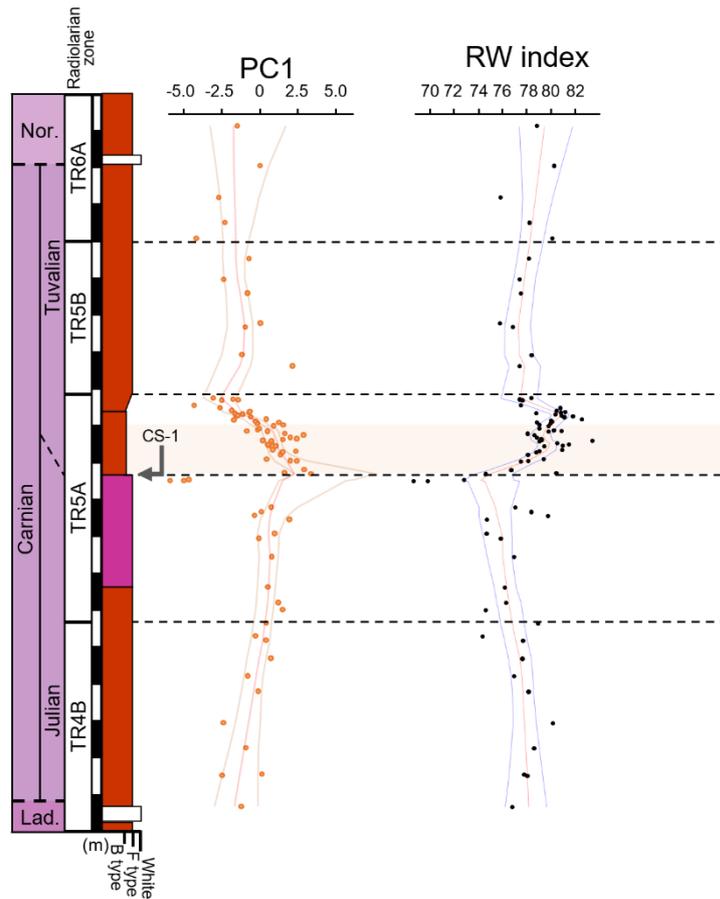


Fig. 5- 1 Stratigraphic variation of RW index along with PC1 of the composite section of section R and Section Q. The continuously high RW value and PC1 value interval are recognized from just above CS-1. The high PC1 value interval is indicated by the orange band. The onset of high RW value interval is slightly later than the onset of high PC1 value interval. The ending of high RW value interval is also slightly later than the ending of high PC1 value interval.

### 5.3 カーニアン多雨事象における風成塵発生源での環境変動

Fig. 5-2 に PC1, RW index の層序変化と, 同一セクションで得られた Fe 含有粘土鉱物組成 (Nakada et al., 2014), Section R の近傍セクションである Section N で得られた炭素同位体比とオスミウム同位体比に加えて, テチス地域での炭素同位体層序とコノドントアパタイトの酸素同位体比, ストロンチウム同位体比, グローバル海水準変動を併せて示した. Tomimatsu et al., (2021) によるコノドント化石層序と炭素同位体比層序の結果は, CS-1 は Julian/ Tuvallian 境界つまり, テチス地域の統合炭素同位体変動曲線 (Dal Corso et al., 2018)

における NCE-3 に対比されることを示唆しており、このタイミングは複数のテチス地域のセクションでのカーボネートプラットフォームへの珪質碎屑物の流入 (e.g., Dal Corso et al., 2018) とグローバルな海退 (Haq, 2018) と一致する。Nakada et al. (2014) は放射光 X 線吸収微細構造 (X-ray absorption fine structure: XAFS) 分析を用いて含鉄鉱物 (クローライト, イライト, スメクタイト, ヘマタイト) の含有率を測定した結果, CS-1 付近においてのみ, スメクタイトの含有を検知した。Sr 同位体比と Os 同位体比は共に Julian/ Tuvalian 境界での上昇を示し, 大陸風化由来のオスミウムの寄与の増加またはマントル由来のオスミウムの寄与の減少を示唆した (Korte et al., 2003; Tomimatsu et al., 2021)。テチス海のコノドントアパタイトの酸素同位体比については, 変動に地域差が見られるものの, Julain から Tuvalian にかけて減少し, 海水温の上昇または淡水流入の増加を示唆した (Hornung et al., 2007; Sun et al., 2016)。

遠洋への細粒風成塵の供給量はその発生源の範囲や乾燥度により規制されると考えられるため (e.g., Janecek and Rea, 1985), CS-1 における PC1 の上昇とその後に継続する高い PC1 区間は, Julian/ Tuvalian 境界を境に風成塵発生源が乾燥化したことを示唆する。一方で, RW index は, 風成塵の風化度上昇を示しており, カーニアン多雨事象においては風成塵生成時には化学風化が進行する温暖湿潤な環境であったことを示唆する。風成塵の元となる細粒物質の生成は, 風化作用が進行する雨季に卓越する一方, 風成塵の遠洋域への供給は地表が乾燥し, ダストストームが発生する乾季に卓越するであろう。PC1 と RW index の変動によって示された, カーニアン多雨事象の期間における雨季での化学風化の促進と乾季での風成塵供給量の増加は, カーニアン多雨事象発生時における風成塵発生源は, 雨季ではより温暖湿潤で, 乾季ではより乾燥な環境下にあったことを示唆する。

1 年のタイムスケールにおける雨季と乾季は, 地軸の傾きにより生じる南北半球の季節の逆転により, 熱帯収束帯とモンスーンフロントの位置の変動によって引き起こされるが, 本研究で得られた PC1 と RW index の変動パターンは以下で説明するメカニズムによる風成塵発生源での気候変動で説明することが可能である。すなわち, 風成塵発生源において, 熱

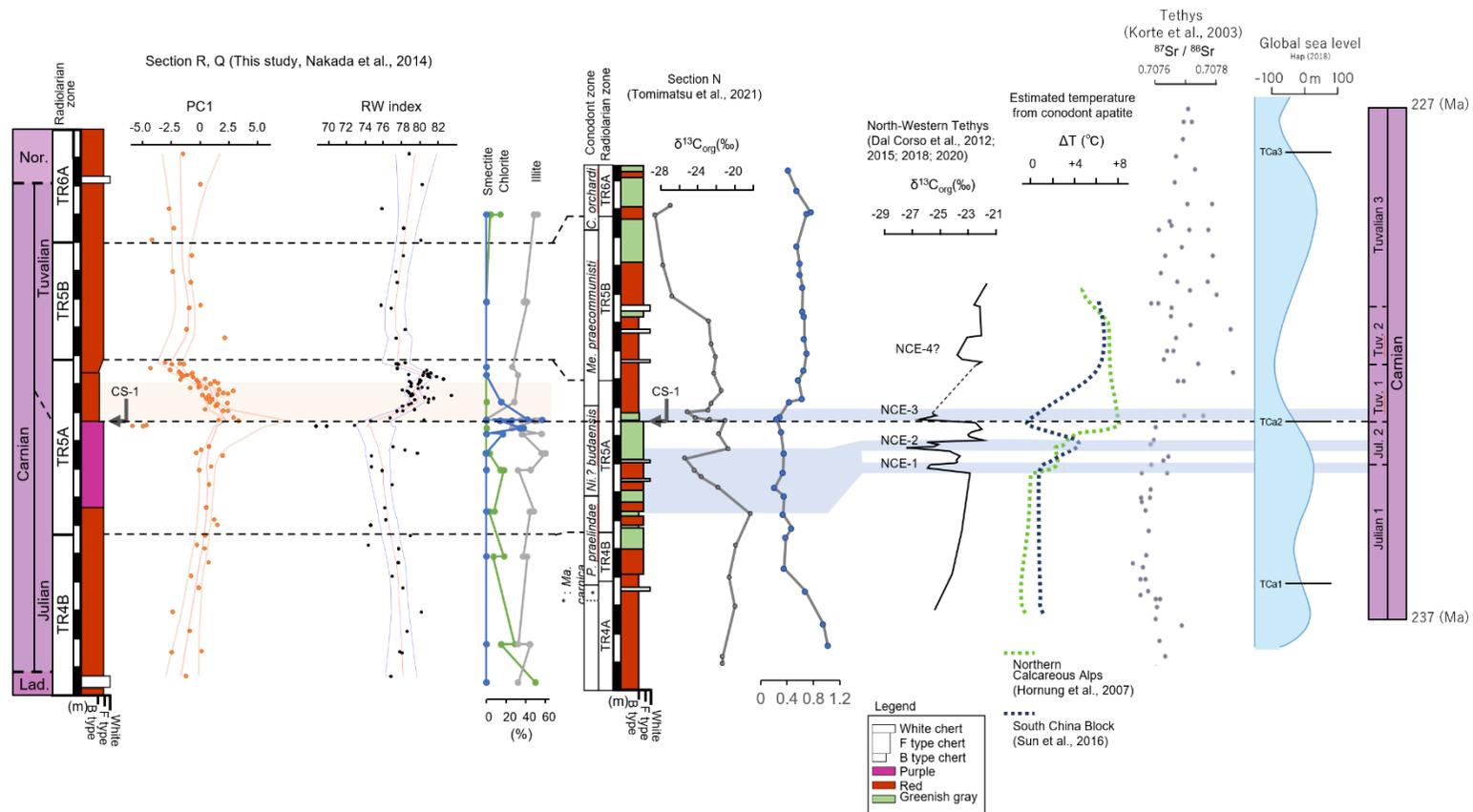


Fig. 5-2 Correlation of Japanese bedded chert section to the Tethys region by conodont stratigraphy and carbon isotope stratigraphy. The CS-1 horizon was correlated to Julian/ Tuvallian boundary. The composition of the Fe-bearing minerals (Nakada et al., 2014), Os isotope from section N (Tomimatsu et al., 2021), the estimated temperature change of Tethys region (Hornung et al, 2007; Sun et al., 2016), the Sr isotope of Tethys region (Korte et al., 2003), and global sea level change (Haq, 2018) are also shown. The high PC1 value interval is indicated by the orange band.

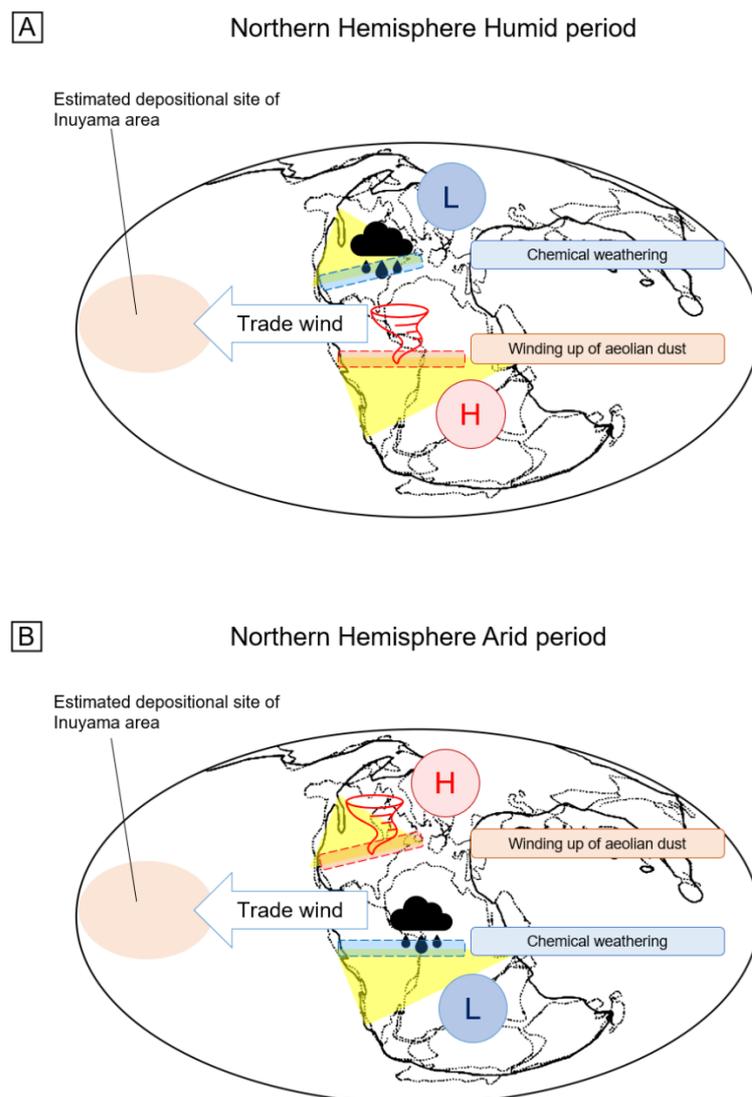


Fig. 5-3 Cyclic change of climate in the source region of eolian dust inferred by the synchronized fluctuation pattern of PC1 and RW index.

帯収束帯もしくはモンスーンフロントが通過する夏季に化学風化が進行することにより風成塵の元となる細粒碎屑物粒子が生成する一方、大陸性の高気圧に覆われる乾季において間欠的に移動性低気圧が通過する場で風成塵が発生し、遠洋域へ供給されるという過程である。カーニアン多雨事象での気候システムの変化により、この雨季の湿潤度と乾季の乾燥度や風の強さ、すなわち 1 年における季節性が、前後の時期と比べて増大したというものである (Fig. 5-3)。

風成塵が巻き上げられる量は発生源における乾燥度や風速に対応する一方、化学風化の

進行は気候と平衡に達するまでに数千年程度の期間を要する (e.g., Yu and Hunt, 2018). そのため、季節性の増大が生じた際には、深海に輸送される風成塵の発生量は速やかに増大するが、その碎屑物粒子が記録する化学風化度は、数千年程度遅れて上昇すると考えられる. PC1 は CS-1 を境に高い値を継続して示す区間に入るが、RW index はそれより 1 m 弱遅れて増大しており、また値の下降も同様に 1 m 弱遅れている (Figs. 5-1, 5-2). この PC1 に対する RW index の変動のラグは、風成塵発生源における季節性の強化に対して、碎屑物の化学風化の進行が湿潤期の湿潤度増大に対して遅れて応答した結果であると考えられる.

カーニアン多雨事象が終了したタイミングについては、珪質碎屑物流入の終了や炭酸塩プラットフォームの成長再開、花粉群衆組成、粘土鉱物組成分析の結果による湿潤期の終了などにおいて認識され、テチス地域においては炭素同位体比負変異の NCE-3 から NCE-4 の付近に対比されることが多い (e.g., Dal Corso et al., 2020; Lu et al., 2021; Roghi et al., 2022). 本研究において、PC1 は Julian/ Tuvalian 境界において高い値を維持する区間 (平均 1.53) を示した後、上部 Carnian では比較して低い値 (平均 -1.5) に移行するが、その移行段階において、PC1 はばらつきの少ない顕著な減少を示す (Figs. 5-1, 5-2). これは、カーニアン多雨事象での季節性強化の期間が終了したことに伴う乾燥期での風成塵発生量の減少に対応していると解釈される. 季節性強化期からの回復段階において、PC1 が季節性強化期の開始段階と比較してより明瞭な変化を示していることは、火成活動沈静化後の負のフィードバックによる大気 CO<sub>2</sub> の除去プロセスが、開始段階での火成活動による CO<sub>2</sub> の付加と比べて安定して進行したことを反映している可能性がある. 実際、下部 Carnian である Julain 2 から Julian/ Tuvalian 境界にかけては、明瞭な 3 回の炭素同位体比負変異が報告されており、間欠的な火成活動が示唆されている (e.g., Sun et al., 2016; Miller et al., 2017; Dal Corso et al., 2018; Lu et al., 2021).

PC1 と RW index によって示された湿潤気候と乾燥気候の増幅は必ずしも 1 年での変動であるとは断定することはできず、例えばミランコビッチ・サイクルといったより長周期スケールでの乾湿変動において、温暖湿潤期に風化が進行し、寒冷乾燥期に風成塵の遠洋への輸送が強化されることでも、PC1 と RW index の同調した変動を説明することは可能である. しかし、乾燥期が数万年以上といった土壌生成のタイムスケール (数千年) に比べて長い場合、乾燥期に飛来する風成塵はその前の湿潤期の情報を保持するとは考えにくくなる.

よって、本研究で検知した大陸内部での湿潤気候と乾燥気候の増幅は、年スケールの変動の強化を反映した結果である可能性が高い。

## 6. 結論

本研究は、カーニアン多雨事象におけるパンゲア大陸内部での古環境変動を明らかにすることを目的として、層状チャート挟みの泥岩の全岩化学組成について、多変量統計解析と風化指標開発及び適用を行った。

美濃帯犬山地域で、Carnian の層序をもっともよく保存するセクションのうちの一つとして Section R, Section Q を選定し、詳細な地表踏査により Carnian 全体を含む区間において地層の欠損・重複が最小限の連続的な岩相層序を確立した。

層状チャート中の、陸源物質を濃集している挟みの泥岩層を選別して、蛍光 X 線分析法により全岩化学組成分析を行った。得られた主要成分元素濃度について、組成データ解析、多変量統計解析を適用した結果、主成分分析により得られた第 1 主成分 (PC1) は全データの分散の 4 割を説明し、風成塵供給量の変動を示唆する潜在変数であることが明らかとなった。美濃帯層状チャートの堆積場はパンサラッサ遠洋域であり、供給される風成塵は大陸内部の乾燥地帯を発生源とする全球規模で輸送される細粒風成塵由来であるため、本研究結果は、カーニアンを通してのパンゲア内陸域の風成塵発生量変動を反映していると言える。

層状チャートは、含まれる非ケイ酸塩由来の Ca や P 等の影響により、全岩化学組成データに対して既存の風化指標が適用できない。そこで、層状チャート中に含まれる陸源物質が保持する後背地化学風化度の情報を抽出するために、様々な組成をもつ未風化火成岩とその風化プロファイルの化学組成に対数比解析と独立成分分析を適用することで、源岩組成に独立で、かつ計算式に  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  を含まない統計学的経験則に基づく、生物源物質の混入に強固な風化指標を新たに構築した (RW index)。

カーニアン多雨事象に伴う Julian/ Tuvanian 境界での炭素同位体比負変異 (NCE-3) において、遠洋への風成塵供給とその化学風化度はともに増加し、約 1.5 m の区間において高い値を維持したことが明らかとなった。テチス地域で認識されたカーニアン多雨事象に伴う炭素同位体変動 NCE-3 と同調して、遠洋深海域への風成塵供給量と風化度が増加するという変動様式は、カーニアン多雨事象期間中では、湿潤期には風成塵の生産と化学風化が促進された一方、乾燥期にはその輸送が促進されたことを示唆した。これは超大陸パンゲアの形

成に起因するメガモンスーン気候を背景に、カーニアン多雨事象時には風成塵の発生源となる内陸地域における湿潤期と乾燥期の気候の差異が強化された結果であると解釈された。

カーニアンでは、石灰質ナンノプランクトンや造礁サンゴの広範囲での出現といった海洋生態系だけでなく、恐竜の放散、哺乳類の誕生といった、陸域生態系においても現代の生態系で中心的な役割を担っている多くの生物群が出現または多様化した時期である。カーニアン多雨事象は、テチス海縁辺の沿岸地域での研究の蓄積により、陸域の降雨量が増加した時期であったとされてきたが、本研究は地質記録の乏しい大陸内部での古環境の情報を復元した。本研究結果は、従来の認識のような全球的な湿潤化がカーニアン多雨事象で生じたのではなく、地球システム内で周期的に繰り返される湿潤期・乾燥期において、カーニアン多雨事象ではその湿潤・乾燥の度合いが強化したことを示唆した。これは、超大陸形成時における気候の大気 CO<sub>2</sub> への応答様式に制約を与えたことに加えて、この時期に生じた生物の進化や放散の原因理解への基礎情報を提供するものでもある。

本研究では遠洋深海堆積物である層状チャートの挟みの泥岩層に注目して、全岩化学組成について多変量統計解析及び風化指標 RW index を適用することで、カーニアン多雨事象の研究での空白地帯となっているパンゲア内陸域に広がる広大な乾燥地帯の古気候解析を行い、乾燥・湿潤変動を定量的に復元した。この一連の手法は、付加体に産出する他の時代の層状チャートについても適用可能である。

## 謝辞

早稲田大学教育・総合科学学術院の太田亨教授には、早稲田大学教育学部における学部卒業研究から、早稲田大学創造理工学研究科における修士論文、さらに本研究の完成まで、終始懇切丁寧なご指導、ご助言をいただいた。早稲田大学教育・総合科学学術院の守屋和佳教授、高木秀雄教授には、地球科学専修時代から折に触れ多くのご指導、ご助言を頂いた。東京大学理学系研究科の池田昌之准教授にはフィールドワークや研究結果についての議論など多岐にわたる熱心なご指導をいただいた。中国地質大学の David Kemp 教授には議論を通して研究の視野を広げて頂いたのみならず、英語での論文執筆に際して多大なご支援を頂いた。早稲田大学教育・総合科学学術院の Timothy J. Fagan 教授には地球科学専修時代から研究活動や科学英語について熱心なご指導を頂いた。早稲田大学教育・総合科学学術院の小笠原義秀名誉教授には、折に触れ多くのご助言を頂き、研究活動を始めるきっかけを与えて頂いた。産業技術総合研究所の鈴木克明氏には日頃から多くのご指導ご助言を頂いた。早稲田大学職員の米持賢治氏、三浦仁氏、林政彦氏、曾田祐介氏には機器分析や薄片製作を始め、日ごろの研究活動のご支援を頂いた。岐阜大学非常勤講師の鹿野勘次氏には、フィールド調査の際に多大なご支援を頂いた。早稲田大学教育学部地球科学専修、早稲田大学大学院創造理工学研究科地球・環境資源理工学専攻の学生の中野有紗氏、樋口太郎氏、岩崎諒仁氏、田谷野智世氏、清水拓貴氏、大山琢氏、海老澤駿氏、平井貴恵氏、安武千寿氏、白川聡一氏、富岡美咲氏、樋口凌太氏、小宮隆太郎氏、新山桃乃氏、中山瞬介氏、吉岡拓郎氏には日頃からご議論いただき、フィールド調査や試料調整に際して多大なご協力いただいた。以上の方々に厚く感謝申し上げます。

## 引用文献

- Abrajevitch, A., 2020, Diagenetic formation of bedded chert: implications from a rock magnetic study of siliceous precursor sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **533**, 116039.
- Aitchison, J., 1986, *The Statistical Analysis of Compositional Data*. Chapman and Hall, London. 416p.
- Ando, A., Kodama, K., Kojima, S., 2001, Low-latitude and Southern Hemisphere origin of Anisian (Triassic) bedded chert in the Inuyama area, Mino terrane, central Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **106**, 1973-1986.
- Arche, A. and López-Gómez, J., 2014, The Carnian Pluvial Event in Western Europe: New data from Iberia and correlation with the Western Neotethys and Eastern North America–NW Africa regions. *Earth-Science Reviews*, **128**, 196-231.
- Asahara, Y., 1999,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  variation in north Pacific sediments: a record of the Milankovitch cycle in the past 3 million years. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 453-464.
- Baranyi, V., Miller, C. S., Ruffell, A., Hounslow, M. W., Kürschner, W. M., 2019, A continental record of the Carnian Pluvial Episode (CPE) from the Mercia Mudstone Group (UK): palynology and climatic implications. *Journal of the Geological Society*, **176**, 149-166.
- Benton, M.J., 1991, What really happened in the Late Triassic? *Historical Biology*, **5**, 263-278.
- Benton, M.J., 1986, More than one event in the late Triassic mass extinction. *Nature*, **321**, 857-861.
- Bernardi, M., Gianolla, P., Petti, F.M., Mietto, P., Benton, M.J., 2018, Dinosaur diversification linked with the Carnian Pluvial Episode. *Nature Communications*, **9**, 1-10.
- Biondino, D., Borrelli, L., Critelli, S., Muto, F., Apollaro, C., Coniglio, S., Tripodi, V., Perri, F., 2020, A multidisciplinary approach to investigate weathering processes affecting gneissic rocks (Calabria, southern Italy). *Catena*, **187**, 104372.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., Hartemink, A.E., Brevik, E.C., 2014, Soil-forming factors and Soil Taxonomy. *Geoderma*, **226-227**, 231-237.

- Breda, A., Preto, N., 2009, The Carnian Pluvial Event in the Tofane area (Cortina d'Ampezzo, Dolomites, Italy). *Geo.Alp*, **6**, 80-115.
- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S., 2011, An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quaternary International*, **240**, 12-21.
- Cho, T., Ikeda, M., Ohta, T., 2022, Increased Terrigenous Supply to the Pelagic Panthalassa Superocean Across the Carnian Pluvial Episode: A Possible Link with Extensive Aridification in the Pangean Interior. *Frontiers in Earth Science*, **10**, 897396.
- Cho, T. and Ohta, T., 2022, A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **608**, 111288.
- Crotty, C., van Hinsberg, V., Szilas, K., Majken Poulsen, D., 2022, Palaeoproterozoic arc related supracrustal units from the Tasiilaq Region, SE Greenland: Insights into the convergence of the Rae and North Atlantic Cratons. *Precambrian Research*, **379**, 106808.
- Dal Corso, J., Bernardi, M., Sun, Y., Song, H., Seyfullah, L.J., Preto, N., Gianolla, P., Ruffell, A., Kustatscher, E., Roghi, G., 2020, Extinction and dawn of the modern world in the Carnian (Late Triassic). *Science Advances*, **6**, eaba0099.
- Dal Corso, J., Gianolla, P., Newton, R.J., Franceschi, M., Roghi, G., Caggiati, M., Raucsik, B., Budai, T., Haas, J., Preto, N., 2015, Carbon isotope records reveal synchronicity between carbon cycle perturbation and the “Carnian Pluvial Event” in the Tethys realm (Late Triassic). *Global and Planetary Change*, **127**, 79-90.
- Dal Corso, J., Gianolla, P., Rigo, M., Franceschi, M., Roghi, G., Mietto, P., Manfrin, S., Raucsik, B., Budai, T., Jenkyns, H.C., Reymond, C.E., Caggiati, M., Gattolin, G., Breda, A., Merico, A., Preto, N., 2018, Multiple negative carbon-isotope excursions during the Carnian Pluvial Episode (Late Triassic). *Earth-Science Reviews*, **185**, 732-750.
- Dal Corso, J., Mietto, P., Newton, R.J., Pancost, R.D., Preto, N., Roghi, G., Wignall, P.B., 2012, Discovery of a major negative  $\delta^{13}\text{C}$  spike in the Carnian (Late Triassic) linked to the eruption of Wrangellia flood basalts. *Geology*, **40**, 79-82.

- Dal Corso, J., Preto, N., Agnini, C., Hohn, S., Merico, A., Willems, H., Gianolla, P., 2021, Rise of calcispheres during the Carnian Pluvial Episode (Late Triassic). *Global and Planetary Change*, **200**, 103453.
- Dietrich, F., Diaz, N., Deschamps, P., Ngounou Ngatcha, B., Sebag, D., Verrecchia, E.P., 2017, Origin of calcium in pedogenic carbonate nodules from silicate watersheds in the Far North Region of Cameroon: Respective contribution of in situ weathering source and dust input. *Chemical Geology*, **460**, 54-69.
- Dietrich, F., Diaz, N., Deschamps, P., Sebag, D., Verrecchia, E.P., 2021, Calcium transfer and mass balance associated with soil carbonate in a semi-arid silicate watershed (North Cameroon): An overlooked geochemical cascade? *The Depositional Record*, **7**, 93-110.
- Dinis, P.A., Carvalho, J., Callapez, P.M., Mendes, M.M., Santos, V.F., Fernandes, P., 2020, Composition of Lower Cretaceous mudstones of the Algarve Basin and implications for Iberian palaeoclimates. *Cretaceous Research*, **110**, 104404.
- Dymond, J., Collier, R., McManus, J., Honjo, S., Manganini, S., 1997, Can the aluminum and titanium contents of ocean sediments be used to determine the paleoproductivity of the oceans? *Paleoceanography*, **12**, 586-593.
- Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G., Barcelo-Vidal, C., 2003, Isometric logratio transformations for compositional data analysis. *Mathematical Geology*, **35**, 279-300.
- Falkowski, P.G., Katz, M.E., Knoll, A.H., Quigg, A., Raven, J.A., Schofield, O., Taylor, F., 2004, The evolution of modern eukaryotic phytoplankton. *Science*, **305**, 354-360.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and Paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Fujisaki, W., Matsui, Y., Asanuma, H., Sawaki, Y., Suzuki, K., Maruyama, S., 2018, Global perturbations of carbon cycle during the Triassic–Jurassic transition recorded in the mid-Panthalassa. *Earth and Planetary Science Letters*, **500**, 105-116.

- Furin, S., Preto, N., Rigo, M., Roghi, G., Gianolla, P., Crowley, J.L., Bowring, S.A., 2006, High-precision U-Pb zircon age from the Triassic of Italy: Implications for the Triassic time scale and the Carnian origin of calcareous nannoplankton and dinosaurs. *Geology*, **34**, 1009-1012.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., Villa, I.M., 2014, Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chemical Geology*, **366**, 61-74.
- Gattolin, G., Preto, N., Breda, A., Franceschi, M., Isotton, M., Gianolla, P., 2015, Sequence stratigraphy after the demise of a high-relief carbonate platform (Carnian of the Dolomites): Sea-level and climate disentangled. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **423**, 1-17.
- Gianolla, P., Ragazzi, E., Roghi, G., 1998, Upper Triassic amber from the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator? *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **104**, 381-390.
- Haq, B.U., 2018, Triassic eustatic variations reexamined. *GSA Today*, **28**, 4-9.
- Hayashi, K., Fujisawa, H., Holland, H.D., Ohmoto, H., 1997, Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 4115-4137.
- Hori, R.S., Cho, C., Umeda, H., 1993, Origin of cyclicity in Triassic-Jurassic radiolarian bedded cherts of the Mino accretionary complex from Japan. *Island Arc*, **2**, 170-180.
- Hornung, T., Brandner, R., Krystyn, L., Joachimski, M.M., Keim, L., 2007, Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan “Carnian crisis”. In Lucas, S.G. and Spielmann, J.A., eds., *The Global Triassic*, New Mexico Museum of Natural History and Science, **41**, 59-67.
- Ikeda, M., Tada, R., 2014, A 70 million year astronomical time scale for the deep-sea bedded chert sequence (Inuyama, Japan): Implications for Triassic-Jurassic geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **399**, 30-43.
- Ikeda, M., Tada, R., Sakuma, H., 2010, Astronomical cycle origin of bedded chert: A middle Triassic bedded chert sequence, Inuyama, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **297**, 369-378.

- Ikeda, M., Ozaki, K., Legrand, J., 2020, Impact of 10-Myr scale monsoon dynamics on Mesozoic climate and ecosystems. *Scientific Reports*, **10**, 1-10.
- Imoto, N., 1983, Sedimentary structures of Permian-Triassic cherts in the Tamba district, Southwest Japan. *Developments in Sedimentology*, **36**, 377-393.
- Janecek, T.R., Rea, D.K., 1985, Quaternary fluctuations in the Northern Hemisphere trade winds and westerlies. *Quaternary Research*, **24**, 150-163.
- Jiang, K., Qi, H., Hu, R., 2018, Element mobilization and redistribution under extreme tropical weathering of basalts from the Hainan Island, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **158**, 80-102.
- Kemp, D.B., Selby, D., Izumi, K., 2020., Direct coupling between carbon release and weathering during the Toarcian oceanic anoxic event. *Geology*, **48**, 976-980.
- Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P., Veizer, J., 2003, Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica, et Cosmochimica Acta*, **67**, 47-62.
- Kump, L.R., Brantley, S.L., Arthur, M.A., 2000, Chemical Weathering, Atmospheric CO<sub>2</sub>, and Climate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**, 611-667.
- Kustatscher, E., Ash, S.R., Karasev, E., Pott, C., Vajda, V., Yu, J., McLoughlin, S., 2018, Flora of the Late Triassic. In Tanner, L., ed., *The Late Triassic World*. Springer, **46**, 545-622.
- Kutzbach, J.E., Gallimore, R.G., 1989, Pangaeian climates: megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **94**, 3341-3357.
- Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., Ullermann, J., Martínez-García, A., Lambert, F., Kilian, R., 2014, Increased dust deposition in the Pacific Southern Ocean during glacial periods. *Science*, **343**, 403-407.
- Li, Z., Chen, Z., Zhang, F., Ogg, J.G., Zhao, L., 2020, Global carbon cycle perturbations triggered by volatile volcanism and ecosystem responses during the Carnian Pluvial Episode (late Triassic). *EarthScience Reviews*, 211, 103404.
- Lindström, S., Erlström, M., Piasecki, S., Nielsen, L. H., Mathiesen, A., 2017, Palynology and terrestrial ecosystem change of the Middle Triassic to lowermost Jurassic succession of the eastern Danish Basin. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **244**, 65-95.

- Liu, S., Shi, X., Liu, Y., Wu, Y., Yang, G., Wang, X., 2013, Holocene paleoclimatic reconstruction based on mud deposits on the inner shelf of the East China Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, **69**, 113-120.
- Lu, J., Zhang, P., Dal Corso, J., Yang, M., Wignall, P. B., Greene, S. E., Shao, L., Lyu, D., Hilton, J., 2021, Volcanically driven lacustrine ecosystem changes during the Carnian Pluvial Episode (Late Triassic). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **118**, e2109895118.
- Mancuso, A. C., Benavente, C. A., Irmis, R. B., Mundil, R., 2020, Evidence for the Carnian Pluvial Episode in Gondwana: New multiproxy climate records and their bearing on early dinosaur diversification. *Gondwana Research*, **86**, 104-125.
- Marchini, J.L., Heaton, C., Ripley, M.B., Suggs, M., 2019, Package 'fastICA' Reference manual.
- McLennan, S.M., 1993, Weathering and Global Denudation. *The Journal of Geology*, **101**, 295-303.
- Meunier, A., Caner, L., Hubert, F., El Albani, A., Pret, D., 2013, The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *American Journal of Science*, **313**, 113-143.
- Miller, C. S., Peterse, F., Da Silva, A., Baranyi, V., Reichert, G. J., Kürschner, W. M., 2017, Astronomical age constraints and extinction mechanisms of the Late Triassic Carnian crisis. *Scientific Reports*, **7**, 1-7.
- Mueller, S., Hounslow, M.W., Kürschner, W.M., 2016, Integrated stratigraphy and palaeoclimate history of the Carnian Pluvial Event in the Boreal realm; new data from the Upper Triassic Kapp Toscana Group in central Spitsbergen (Norway). *Journal of the Geological Society*, **173**, 186-202.
- Murray, R.W., Leinen, M., 1996, Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 3869-3878.
- Muttoni, G., Mazza, M., Mosher, D., Katz, M.E., Kent, D.V., Balini, M., 2014, A Middle–Late Triassic (Ladinian–Rhaetian) carbon and oxygen isotope record from the Tethyan Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **399**, 246-259.

- Nakada, R., Ogawa, K., Suzuki, N., Takahashi, S., Takahashi, Y., 2014, Late Triassic compositional changes of aeolian dusts in the pelagic Panthalassa: Response to the continental climatic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **393**, 61-75.
- Nesbitt, H., Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Oda, H., Suzuki, H., 2000, Paleomagnetism of Triassic and Jurassic red bedded chert of the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**, 25743-25767.
- Ogg, J. G., 2015, The mysterious Mid-Carnian “Wet Intermezzo” global event. *Journal of Earth Science*, **26**, 181-191.
- Ohta, T., 2008, Measuring and adjusting the weathering and hydraulic sorting effects for rigorous provenance analysis of sedimentary rocks: a case study from the Jurassic Ashikita Group, south-west Japan. *Sedimentology*, **55**, 1687-1701.
- Ohta, T., Arai, H., 2007, Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, **240**, 280-297.
- Ohta, T., Li, G., Hirano, H., Sakai, T., Kozai, T., Yoshikawa, T., Kaneko, A., 2011, Early Cretaceous terrestrial weathering in Northern China: relationship between paleoclimate change and the phased evolution of the Jehol Biota. *The Journal of Geology*, **119**, 81-96.
- Perri, F., Caracciolo, L., Cavalcante, F., Corrado, S., Critelli, S., Muto, F., Dominici, R., 2016, Sedimentary and thermal evolution of the Eocene-Oligocene mudrocks from the southwestern Thrace Basin (NE Greece). *Basin Research*, **28**, 319-339.
- Perri, F., 2018, Reconstructing chemical weathering during the Lower Mesozoic in the Western-Central Mediterranean area: a review of geochemical proxies. *Geological Magazine*, **155**, 944-954.
- Rigo, M., Preto, N., Roghi, G., Tateo, F., Mietto, P., 2007, A rise in the Carbonate Compensation Depth of western Tethys in the Carnian (Late Triassic): Deep-water evidence for the Carnian Pluvial Event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **246**, 188-205.

- Roghi, G., Gianolla, P., Kustatscher, E., Schmidt, A. R., Seyfullah, L. J., 2022, An exceptionally preserved terrestrial record of LIP effects on plants in the Carnian (Upper Triassic) amber-bearing section of the Dolomites, Italy. *Frontiers in Earth Science*, **10**, 900586.
- Roghi, G., Gianolla, P., Minarelli, L., Pilati, C., Preto, N., 2010, Palynological correlation of Carnian humid pulses throughout western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **290**, 89-106.
- Rollinson, H.R., 2014, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Routledge.
- Roser, B.P., Korsch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, **67**, 119-139.
- Scarciglia, F., Critelli, S., Borrelli, L., Coniglio, S., Muto, F., Perri, F., 2016, Weathering profiles in granitoid rocks of the Sila Massif uplands, Calabria, southern Italy; new insights into their formation processes and rates. *Sedimentary Geology*, **336**, 46-67.
- Schlager, W., Schöllnberger, W., 1974, Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **66**, 165-193.
- Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009, Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews*, **95**, 1-52.
- Shen, J., Yin, R., Zhang, S., Algeo, T.J., Bottjer, D.J., Yu, J., Xu, G., Penman, D., Wang, Y., Li, L., 2022, Intensified continental chemical weathering and carbon-cycle perturbations linked to volcanism during the Triassic–Jurassic transition. *Nature Communications*, **13**, 1-10.
- Simms, M. J. and Ruffell, A. H., 2018, The Carnian Pluvial Episode: from discovery, through obscurity, to acceptance. *Journal of the Geological Society*, **175**, 989-992.
- Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1990, Climatic and biotic change in the late Triassic. *Journal of the Geological Society*, **147**, 321-327.
- Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1989, Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic. *Geology*, **17**, 265-268.

- Stefani, M., Furin, S., Gianolla, P., 2010, The changing climate framework and depositional dynamics of Triassic carbonate platforms from the Dolomites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **290**, 43-57.
- Sues, H. and Olsen, P., 2015, Stratigraphic and temporal context and faunal diversity of Permian-Jurassic continental tetrapod assemblages from the Fundy rift basin, eastern Canada. *Atlantic Geology*, **51**, 139-205.
- Sugitani, K., Mimura, K., 1998, Redox change in sedimentary environments of Triassic bedded cherts, central Japan: possible reflection of sea-level change. *Geological Magazine*, **135**, 735-753.
- Sugiyama, K., 1997, Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan. *Bulletin of Mizunami Fossil Museum*, **24**, 79-193.
- Sun, Y.D., Richoz, S., Krystyn, L., Zhang, Z.T., Joachimski, M.M., 2018, Perturbations in the carbon cycle during the Carnian Humid Episode: carbonate carbon isotope records from southwestern China and northern Oman. *Journal of the Geological Society*, **176**, 167-177.
- Sun, Y.D., Wignall, P.B., Joachimski, M.M., Bond, D.P., Grasby, S.E., Lai, X.L., Wang, L.N., Zhang, Z.T., Sun, S., 2016, Climate warming, euxinia and carbon isotope perturbations during the Carnian (Triassic) Crisis in South China. *Earth and Planetary Science Letters*, **444**, 88-100.
- Them, T.R., Gill, B.C., Selby, D., Gröcke, D.R., Friedman, R.M., Owens, J.D., 2017, Evidence for rapid weathering response to climatic warming during the Toarcian Oceanic Anoxic Event. *Scientific Reports*, **7**, 1-10.
- Tomimatsu, Y., Nozaki, T., Sato, H., Takaya, Y., Kimura, J., Chang, Q., Naraoka, H., Rigo, M., Onoue, T., 2021, Marine osmium isotope record during the Carnian “pluvial episode” (Late Triassic) in the pelagic Panthalassa Ocean. *Global and Planetary Change*, **197**, 103387.
- Uno, K., Yamashita, D., Onoue, T., Uehara, D., 2015, Paleomagnetism of Triassic bedded chert from Japan for determining the age of an impact ejecta layer deposited on peri-equatorial

latitudes of the paleo-Pacific Ocean: A preliminary analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **249**, 59-67.

Yamaguchi, A., Hina, S., Hamada, Y., Kameda, J., Hamahashi, M., Kuwatani, T., Shimizu, M., Kimura, G., 2016, Source and sink of fluid in pelagic siliceous sediments along a cold subduction plate boundary. *Tectonophysics*, **686**, 146-157.

Yamashita, D., Kato, H., Onoue, T., Suzuki, N., 2018, Integrated Upper Triassic Conodont and Radiolarian Biostratigraphies of the Panthalassa Ocean. *Paleontological Research*, **22**, 167-197.

Yao, A., Mtsuda, T., Isozaki, Y., 1980, Triassic and Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. *Journal of Geosciences Osaka City University*, **23**, 135-154.

Yu, F. and Hunt, A. G., 2018, Predicting soil formation on the basis of transport-limited chemical weathering. *Geomorphology*, **301**, 21-27.

Yusoff, Z.M., Ngwenya, B.T., Parsons, I., 2013, Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Chemical Geology*, **349**, 71-86.

## 研究業績

論文	<p>○ <u>Cho, T.</u>, Ohta, T., 2022, “A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials”, <i>Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology</i>, <b>608</b>, 111288.</p> <p>Chen, W., Kemp, D., Newton, R., He, T., Huang, C., <u>Cho, T.</u>, Izumi, K., 2022, “Major sulfur cycle perturbations in the Panthalassic Ocean across the Pliensbachian-Toarcian boundary and the Toarcian Oceanic Anoxic Event”, <i>Global and Planetary Change</i>, <b>215</b>, 103884.</p> <p>○ <u>Cho, T.</u>, Ikeda, M., Ohta, T., 2022, “Increased terrigenous supply to the pelagic Panthalassa Superocean across the Carnian Pluvial Episode: A possible link with extensive aridification in the Pangean interior”, <i>Frontiers in Earth Science</i>, <b>10</b>:897396.</p> <p>Kemp, D., Chen, W., <u>Cho, T.</u>, Algeo, T., Shen, J. Ikeda, M., 2022, “Deep-ocean anoxia across the Pliensbachian-Toarcian boundary and the Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Panthalassic Ocean”, <i>Global and Planetary Change</i>, <b>212</b>, 103782.</p>
講演 (国際学会)	<p>Chen, W., He, T., Kemp, D., Xiong, Y., Izumi, K., <u>Cho, T.</u>, Huang, C., Newton, R., Poulton, S., 2022, “Shallow and deep ocean Fe cycling and redox evolution across the Pliensbachian-Toarcian”, Goldschmidt conference 2022 (virtual), European Association of Geochemistry.</p> <p>Okano, K., Nakano, A., <u>Cho, T.</u>, Ohta, T., Li, G., 2020, “Paleoclimate evaluation during the mid-Cretaceous in Zhejiang Province, southeast China”, 35th IAS Meeting of Sedimentology (virtual) Book of Abstracts p.331, International Association of Sedimentologist.</p> <p><u>Cho, T.</u>, Ohta, T., 2020, “A robust chemical weathering index applicable to a wide range of sedimentary rocks”, Goldschmidt conference 2020 (virtual), European Association of Geochemistry.</p> <p><u>Cho, T.</u>, 2020, “Reconstruction of climate condition in the Carnian from bedded chert by using a new index of chemical weathering”, JpGU-AGU Joint Meeting (virtual), Japan Geoscience Union.</p> <p><u>Cho, T.</u>, Mantani, H., Ohta, T. Li, G., 2019, “Evaluation of Cretaceous hinterland weathering and climate in the Sichuan Basin SW China”, <i>Open Journal of Geology</i>, <b>9</b>, 696-699.</p> <p><u>Cho, T.</u>, Ohta, T., 2019, “Late Triassic continental weathering fluctuation recorded in pelagic sediments distributed in Inuyama section, central Japan”, 34th IAS Meeting of Sedimentology (Rome, Italy) Book of Abstracts p.251, International Association of Sedimentologist.</p> <p><u>Cho, T.</u>, Mantani, H., Ohta, T., Li G., 2019, “Evaluation of hinterland weathering and paleoclimate of the Cretaceous strata in the Sichuan basin, central China”, Japan Geoscience Union Meeting 2019 (Chiba, Japan), Japan Geoscience Union.</p>
講演 (国内学会)	<p><u>張天逸</u>, 太田亨, 2022, “生物源物質の混入と続成作用による化学組成改変を補正する化学風化指標(RW index)の提示”, 日本地質学会学術大会講演要旨, 日本地質学会.</p> <p><u>張天逸</u>, 池田昌之, 太田亨, 2022, “美濃帯層状チャートを用いた遠洋域への風成塵供給量の復元: Carnian Pluvial Episode における陸域環境変動への示唆”, 日本堆積学会 2022 年オンライン大会講演要旨, 日本堆積学会.</p>

<p>その他 (報告)</p>	<p><u>張天逸</u>, 海老澤駿, 太田亨, 2019, “犬山層状チャートに記録された後背地風化度変動と後期三畳紀湿潤化イベントの関係”, 日本地質学会学術大会講演要旨 2019 (0), 453- , 日本地質学会.</p> <p><u>張天逸</u>, 太田亨, 2018, “犬山層状チャートの挟在泥岩化学組成を用いた風成塵供給量の復元によるパンゲア・メガモンスーン仮説の検証”, 日本地質学会学術大会講演要旨 2018 (0), 475- , 日本地質学会.</p> <p><u>張天逸</u>, “地球生命共進化メカニズムの解明: 中生代三畳紀における火成活動, 陸域気候, 海洋環境の同時復元”, 2022, 理工総研第 11 期アーリーバードプログラム研究成果報告, 早稲田大学理工学術院総合研究所. 48-50.</p> <p><u>張天逸</u>, “IAS 巡検「Sedimentary structure of Microbial carbonate platform」参加報告”, 2020, 堆積学研究, 78 卷, 111-115.</p>
---------------------	--