熊野浦沿岸の海岸段丘と古土石流堆積物¹⁾

田村 俊和²⁾・片山 秀五郎³⁾

Pleistocene Coastal, Fluvial and Slope Deposits in the Southeastern Part of the Kii Peninsula, Southwest Japan

Toshikazu TAMURA²⁾ and Yûgorô KATAYAMA³⁾

The previously circulated views on the stratigraphy of terrace deposits along the southeastern coast of the Kii peninsula are amended and the periods of slope instability in the same area are discussed in this paper.

Sequence of coastal terraces with stratigraphy of terrace deposits is summarized in Fig. 6. Sealevel change including crustal movement, which may be continuous uplift with tilting to the north, as shown in Fig. 7 is derived from the sequence. Three major transgressions in the middle and late Pleistocene are noticeable. The Shingu Gravel indicates the development of alluvial fan in the age just prior to the maximum of the regression which precedes the transgression exhibited with the Kumanoura formation.

Old debris-flow deposits are laid on a part of dissected piedmont gentle slopes and colluvio-fluvial deposits fill small valleys dissecting the terraces. Stratigraphic relation of such slope deposits to terrace deposits suggests the periods when a lot of slope deposits are produced, namely the periods of slope instability. Increase of fluvial deposits as the Shingu Gravel may also reflect such a condition. The periods of slope instability in the area seem to coincide with the ages of low sealevel.

I. ま え が き

紀伊半島南岸に連続する明瞭な海岸段丘は、熊野市木本の南から新宮市に至る間では海拔 65~15m を示し、比較的厚い堆積物をもつ。この砂礫層は第三系上面の凹所を埋める一連の堆積物と、従来考えられていた(鈴木・稲垣, 1933; 中野, 1944; 山田, 1965; 米倉, 1968)。より高位の開析された段丘については報告が少ないが、米倉(1968)は新宮南部で海拔 125m の段丘が海進堆積物から成ることを認めている。これらについて筆者らは従来の報告と多少異なる知見を得た。またそこから得られた段丘形成史・海水準変化史の中に、古土石流堆積物

などが示す陸上での地形形成作用の変遷を位置づけようと試みた。

II. 新宮礫層、熊野浦層とそれに関連した段丘面

前記海拔 65~15m の段丘をつくる砂礫層を鈴木・稲垣(1933)は熊野浦層と呼んだ。この名称を踏襲した中野(1944)、広角層と名づけた山田(1965)、L₁面堆積物と呼んだ米倉(1968)とも、新宮市広角(Loc. 6)の露頭を根拠に、この地層が基盤岩⁴⁾の凹所を埋めて堆積したもので、下部から河成礫層・砂層・海成礫層で構成されると述べた⁵⁾。

1) 1975年6月12日受付

2) 東京都立大学理学部地理学教室 Department of Geography, Tokyo Metropolitan University.

3) 同 学 生 Student of Tokyo Metropolitan University.

4) この地点では花崗斑岩。

5) 中野はこの地層を全体として三角州堆積物と考えた。

Fig. 1 Distribution of the coastal terraces.

- 1: The highest terraces, 2: The Nishitakamori terrace, 3: The Higashitakamori terrace, 4: The Kumanoura terrace, 5: The Udono terrace, 6: The lowest terraces, 7: Alluvial lowlands, 8: Hillslopes (unclassified).

しかしその地点から北北東に約 1.5km 離れた新宮市丸山 (Loc. 7) では、図 2 に示すように、河成礫層とより上位の堆積物とは明らかに不整合関係にある。これと同様の関係は、熊野川北岸の鵜殿村上野から紀宝町神内にかけての地域でも認められる (図 2, Locs. 8・9 など)。筆者らはこの不整合面を境に、下位の河成礫層を新たに新宮礫層と呼び、その上位にみられる地層に対しては、熊野浦層の名称を再定義して用いる。熊野浦層は新宮・鵜殿付近とそれより北の地域とで層相を若干異にするので、前者を南部相、後者を北部相と呼ぶ。

1) 新宮礫層 (新称)

新宮市広角の南から紀宝町神内付近まで 南北約 6 km の範囲に分布し、淘汰の悪い亜角礫から成る。砂岩、シ

ルト岩、チャート、および花崗斑岩などの大礫が多く、花崗斑岩の巨礫も若干含まれる。マトリクスは黄褐色の砂や細礫で、上部には粘土 (一部有機質) のレンズをはさむことが多い。このような特徴からみて、熊野川系の河成堆積物と考えられる。

本層の基底面は沖積面下に没するが、分布域の縁辺部では中新統シルト岩や花崗斑岩にアバットする。後述の西高森層・東高森層など高位段丘堆積物と本層との分布範囲はわずかにずれるが、高位段丘群を切る谷の中に本層が堆積したとみて間違いなからう。上位を熊野浦層に不整合に覆われるため、本層の堆積面は不明である。最大層厚は 30m を越す。

2) 熊野浦層 (再定義) 南部相

新宮礫層とほぼ同じ範囲に分布し、下部から底部泥層・下部砂礫層・上部砂層・頂部礫層という構成をもつ。

底部泥層：新宮礫層上面に刻まれた谷の下部を埋積する、薄葉理の発達した粘土～シルト層で、泥炭～有機質粘土をひんぱんにはさむ。基底面はおそらく沖積面下に没し、最大層厚は 12m を越す。

下部砂礫層：底部泥層に重なり、新宮礫層を切る谷の上部を埋める、斜交葉理の著しい砂礫層。本部層の下部には大礫サイズの重円礫が卓越し、埋没谷壁面に平行な葉理が多い。中部以上は砂がちとなるが、上部に中礫サイズの円礫が集中した部分がある。

上部砂層：新宮礫層を切る谷がある所ではそれを埋める熊野浦層下部砂礫層に整合に重なり、それ以外の所では新宮礫層を不整合に覆う、分級の良い細砂～中砂層。層厚 7～12m。本部層下底面は整合・不整合にかかわらずほぼ平坦で、新宮付近では海拔約 30m を示す。

頂部礫層：上部砂層に水平にのる淘汰の良い中円礫層。全体に水平ないし一部斜交した葉理がみられ、中・下部では葉理に沿って砂をはさむが、上部ではほとんど中円礫のみになる。礫種は砂岩・シルト岩が多く、チャートや花崗斑岩もある。層厚は 10～15m である。

3) 熊野浦層 (再定義) 北部相

紀宝町井田付近より北に分布し、主として良く淘汰された中円礫から成る。礫種は砂岩が主で、扁平礫が多い。マトリクスに乏しくちみつな堆積状態を示すが、まれに砂の薄層をはさむ。わずかに一方に傾く平行葉理が著しい。層厚は 30m 以上に達する。

本層の下底面が確認できる露頭は少ないが、御浜町東平見 (Loc. 15) では、古第三系シルト岩を切る小さな谷を埋めて、直接この海浜成中円礫層が堆積している。本相は、南部相の頂部礫層とよく似た層相を呈するが、

Fig. 2 Columnar sections of the Kumanoura formation and the Shingu Gravel formation.
a: Clay and silt, b: Sand, c: Pebble and cobble, d: Boulder, rubble or subangular gravel, e: Peat and organic clay, f: Base rock. Loc. numbers are represented in Fig. 1.

- C: The colluvio-fluvial deposits burying small valley-heads on the Kumanoura and the Udono terraces.
- U: The Udono terrace
- K: The Kumanoura terrace
- K: The Kumanoura formation
- K₄: The top gravel

K₃: The upper sand

K₂: The lower sand and gravel

K₁: The basal mud

The south facies
- K_n: The north facies
- S: The shingu gravel formation
- T: Tertiary sedimentary rocks

前述のような基盤岩との関係や層厚などからみて、南部相のほぼ全層と同時異相の関係にあるものと思われる。

4) 熊野浦面 (新称)
熊野浦層 (再定義) の堆積面を熊野浦面と呼ぶ。熊野

浦層南部相分布域では、同層頂部礫層の上面がこれにあたり、その海拔高度は新宮付近で約 60m、鵜殿付近では約 55m である。同層北部相分布域では、それがつくる最高位の段丘面を熊野浦面とみなす。その海拔高度は紀宝町井田西方で約 50m、御浜町阿田和西方で約 45m、同町下市木以北では約 35m を示す。この面には南部・北部とも、礫およびローム質マトリクスを母材とした、厚さ 50cm 程度の赤色土がみられる。

5) 鵜殿面 (新称)

熊野浦層南部相分布域では、同層頂部礫層を欠き上部砂層以下が直接露出する部分が多い。同層北部相分布域でも、熊野浦面より低位に同層から成る段丘面が広く分布する。それらの大半は熊野浦面を切る海蝕面と考えられる。そのうち最高位のもの(熊野浦面の次に高位の段丘面)を鵜殿面と呼ぶ⁶⁾。この面の旧汀線高度は、新宮付近で海拔約 45m、鵜殿・井田付近で約 35m、阿田和で約 30m、熊野市久生屋町で約 25m である。調査地域の全域にわたりこの面は熊野浦面より広く残っているが、固有の厚い堆積物をもたない。鵜殿面にも熊野浦層を母材とする薄い赤色土がみられることが多い。

6) 鵜殿面より低位の段丘面

鵜殿面より低位にも、熊野浦層や第三系を切る海蝕面と考えられる段丘面が2段あるが、いずれもきわめて狭い。その旧汀線高度は、新宮付近で海拔約 35m と約 25m、阿田和で約 20m と約 15m である。また背後山地に発する河川沿いには河岸段丘面が断片的に分布し、その一部は下流部で沖積面下に没する。

III. 西高森層(面)、東高森層(面)など

熊野浦面より高位の地形は、一般に開析が進んでいるが、新宮市街の南には階段状の小平坦面がある。中野(1944)はこの地域の一部に海拔 100m 土~80m 土面の存在を図示しているが、その構造にはふれていない。米倉(1968)はこの地域に4段の段丘面(高位から H₁ 面~H₄ 面)を認め、H₁ 面(海拔 125m)は厚さ 15~20m の河口成堆積物の堆積面、他の3つの面は海蝕面と報じた。

筆者らはこの地域の熊野浦面より高位に、海拔約 170m~海拔約 70m の6段の平坦面を認めた。最高位の面はどのような性格のものか不明であるが、海拔約 150m

Fig. 3 Columnar sections of the Nishitakamori and the Higashitakamori formations.

Symbols are explained in Fig. 2 and loc. numbers are represented in Fig. 1.

G: Granite porphyry, N: The Nishitakamori formation, H: The Higashitakamori terrace, N: The Nishitakamori terrace.

以下の5段の面の多くは薄い中円礫層をもち、海蝕面と考えられる⁷⁾。しかし海拔約 120m と約 70m とに旧汀線をもつ2つの段丘面の各一部は、ともに比較的厚い堆積物をもつ。この堆積物をそれぞれ、西高森層・東高森層、その堆積面およびその延長とみられる海蝕面を西高森面・東高森面と呼ぶ。

1) 西高森層、西高森面 (新称)

広角南西方の Loc. 4 では、本層は最大層厚約 25m の円礫層で、その堆積面(西高森面)は海拔約 120m に達する。本層は全般によく淘汰された中円礫(礫種は主として砂岩・シルト岩)から成るが、中部には大礫サイズの亜円礫がやや目立ち、また厚さ 10cm 以下のシルト層を2~3枚はさむ。最上部1mあまりの中円礫表面やマトリクスは赤色化している。本層の下底面には起伏が

- 6) 調査地域南端の新宮市高森・三輪崎付近では、この面が中新統シルト岩や花崗斑岩を切る海蝕面となる所がある。また同市丸山の南などごく一部には、周囲の鵜殿面とほぼ等しい高度の河成面がある。
- 7) 新宮南方約 30km の古座西方でも、最高位の海岸段丘堆積物(赤褐色のマトリクスをもつ薄い円礫層)は、海拔約 150m の丘陵頂にある。

あり、埋没谷底や谷壁に沿って花崗斑岩の大角礫が堆積している。高森南西方の Loc. 1 付近では西高森層中への大角礫の混入がもっとひんぱんになる (図 3)。

2) 東高森層, 東高森面 (新称)

本層は、広角西方 (Loc. 5) では海拔約 70m に堆積面 (東高森面) をもつ砂礫層で、風化した花崗斑岩角礫層にアバットし、さらに上面を比較的新鮮な花崗斑岩巨角礫層に覆われている。本層を構成する礫は砂岩・頁岩・チャート・花崗斑岩等の中円礫で、扁平礫を含む。マトリクスは粗砂およびシルトで、全般に薄い平行葉理が発達する。本層の下部は東高森の国道脇 (Loc. 2) で観察され、主として密に堆積した中円礫から成り、粗大な角礫の薄層をはさむ。この地点で下底面が海拔約 50m なので、本層の層厚は 20m に達すると思われる。東高森面はしばしば角礫層に覆われ、本来の高度より高くみえる (図 3)。

IV. 古土石流堆積物, 小谷の埋積物とそれに関連した地形

1) 緩斜面と古土石流堆積物

調査地域の第四系の基盤を成すのは、古第三系と考えられている砂岩・シルト岩⁸⁾、それを不整合に覆う中新統のやや軟質な砂岩・シルト岩⁹⁾、およびそれらを貫いて覆う花崗斑岩¹⁰⁾である。花崗斑岩から成る山地の前縁は急斜面を成し、その前面には古第三系や中新統を切る傾斜 $5^{\circ} \sim 15^{\circ}$ の緩斜面が形成されている¹¹⁾。この緩斜面は、開析の進んだ尾根型緩斜面、その間に入り込む、長さの割に幅の広い谷型緩斜面、尾根型緩斜面の前方に位置するより緩傾斜の台地型緩斜面などに分けられる。

熊野市金山町付近 (図 4・5) の尾根型緩斜面は海拔 200m~80m の間に分布し、その一部に層厚 5m 以下の巨礫層をもつことが多い。巨礫はすべて花崗斑岩の角礫で、長径が 6m に達するものまであり、水磨をうけた形跡はない。乱雑に堆積した巨礫の間を、流紋岩・砂岩・シルト岩などの中角礫と黄褐色~赤褐色のシルト~粘土が埋めている。同地域の台地型緩斜面でみられる角礫層は、粒径がやや小さく (数 cm~30cm) 多少そろってきて、若干の流水の影響を思わせる部分もあるが、全般的にはやはり乱雑な堆積状態を示す。Locs. 17・19 など

Fig. 4 Piedmont gentle slopes around Kanayama-cho, Kumano-shi. The area of the figure is shown in Fig. 1.

a: Mountains, b: Crest-like gentle slope, c: Terrace-like gentle slope, d: Trough-like gentle slope, e: Hills, f: Present valley-sides and floor.

Fig. 5 Subsurface structure of the gentle slopes shown in Fig. 4.

Loc. numbers are represented in Fig. 4. Symbols are explained in Fig. 2.

8) 鈴木・稲垣 (1933) の時代未詳中生層, 村山 (1954) の東牟婁層群, 水野 (1957) の紀南層群。

9) 鈴木・稲垣の宮井統, 村山の宮井層群。水野の熊野層群。

10) 縁辺の一部に流紋岩を伴ない、あわせて熊野酸性火成岩類と呼ばれる。中新世後期の噴出と考えられている (荒牧・羽田, 1965 ほか)。

11) このような点ではこの緩斜面は、フランスの地形学者が pediment と区別している glacis d'érosion に似ている。

は角礫層の基底が谷状を呈するのが認められる。これら巨角礫層は風化状態から2~3層に分けられそうであるが、同一露頭で2層以上の角礫層が重なる例は見出していない。谷型緩斜面は多くの場合水田化されていて構造がわかりにくい、面上や河床の一部に新鮮な花崗斑岩巨礫が点在している。

河口から約3km上流で熊野川に合流する相野谷川の上流部にも、金山地区と類似の緩斜面が発達する。中野(1944)はこれを「ペディメント」と表現している。筆者らの観察では、その尾根型緩斜面の一部には、かつての小谷を埋めた薄い花崗斑岩巨角礫層がある。

このような緩斜面地形にともなう巨角礫層は各地で議論されているが、少なくともここでとりあげた例については、その層相・分布・基底面の形などからみて、土石流様の堆積をしたものとみるのが妥当と考えられる。そこで尾根型緩斜面・台地型緩斜面をつくる巨角礫層を古土石流堆積物と呼ぶ。

2) 段丘堆積物と古土石流堆積物

1) でとりあげた地域の古土石流堆積物は海岸段丘分布域から隔てられているが、新宮市南部の広角・高森・高付近では、花崗斑岩から成る地域に高位段丘が入り込んでいるため、背後急斜面からもたらされた古土石流堆積物が段丘堆積物と重なりあっている。このうち西高森層下部・東高森層基底下・同層下部にあるいずれも風化した巨角礫層、および東高森層を覆う比較的新鮮な巨角礫層については、既に III 1), 2) で述べた。このほか西高森面背後の段丘崖では、より高位の海拔約150mの段丘堆積物の二次堆積物が花崗斑岩巨角礫と混在している。また Loc. 3 では西高森面とほぼ等しい高度の尾根が、かつての谷を埋めた厚さ5m以上の花崗斑岩巨角礫層から成る。

3) 段丘面上の小谷の埋積物

熊野浦面・鵜殿面上の崖端侵蝕谷と思われる、幅・深さとも10m以下の小開析谷の上流部は、熊野浦層から洗い出された中〜大礫サイズの円〜亜円礫を乱雑に含む赤褐色ローム〜粘土層でしばしば埋められている(図2, Locs. 7・8・14ほか多数)。この埋積物は、熊野浦面や鵜殿面の開析谷をそれぞれの原面高度近くまで埋めているに過ぎず、その堆積面は特定のレベルを示さない。これらの特徴からみてこの堆積物は、ある種のマスムーブメントをとまなう陸水の作用によるものであろう。

V. 若干の考察

1) 新宮礫層と熊野浦層について

III の1) 2) に述べた事実から、低海水準時に形成された谷を埋めて新宮礫層の堆積(扇状地の拡大)があった後、海水準がさらに低下して谷が刻まれ、続く海進に伴ってその谷が熊野浦層底部泥層(湿地成)・同層下部砂礫層(河口成)で埋積された後に海域が著しく拡大し、新宮礫層を切る海蝕台や熊野浦層下部砂礫層を一樣に覆って、熊野浦層上部砂層および頂部礫層(ともに海浜成)が堆積したことがわかる。この新宮礫層と熊野浦層との関係は、時代は異なるが、立川段丘堆積物といわゆる沖積層との関係によく似ている。

従来の議論では、新宮礫層を熊野浦層上部砂層がほぼ水平に覆うことのみをみて、両層を整合関係にあるものと誤認したのであろう。中野(1944)が熊野浦層(鈴木・稲垣, 1933)の下部と考えた粘土・礫層、山田(1965)の広角層下部礫層、米倉(1968)のL₁面堆積物下部の河成礫層は、いずれも筆者らの新宮礫層にあたる。彼らがその上位に整合に重なりと考えた砂層・海成礫層は、それぞれ熊野浦層(再定義)の上部砂層・頂部礫層に相当する。熊野浦層(再定義)の底部泥層・下部砂礫層に相当する堆積物は今まで報告されていなかった。また中野(1944)の60m±~40m±面、山田(1965)の広角面、米倉(1968)のL₁面の、いずれも全部ではないが大部分が、筆者らの熊野浦面に一致する。

2) 鵜殿面の意義

鵜殿面は、比較的大きな海進の結果と考えられる熊野浦面よりも広く残っているにもかかわらず、固有の厚い堆積物をもたない。これは鵜殿面が、熊野浦面形成後の海退途中の比較的最長い海水準停滞期¹²⁾に形成されたことを暗示する。

この面は中野(1944)の30m±~20m±面の大部分、山田(1965)の広角面・山地面の各一部、および米倉(1968)のL₂面の大半と一致する。なお山田(1965)は山地面(筆者らの鵜殿面の一部およびそれより低位の海蝕面)¹³⁾が、広角層(≡熊野浦層)を不整合に覆う山地層から成ると考えた。しかし鵜殿面およびそれ以下の段丘面に露出する礫層を熊野浦層からして区別する根拠を、筆者らは得ていない。

3) 高位段丘群について

熊野浦面より高位の段丘面でも明らかに海進期の形成と

12) 若干の海進をとまなったかもしれない。

13) 山地面の河成部はここでは議論の対象としない。

Fig. 6 Compiled cross sections of the coastal terraces in the southern (S) and the northern (N) parts of the area studied.

D: Old debris-flow deposits, R: Recent sediments. The other abbreviations are explained in Figs. 2 and 3.

Fig. 7 Relative change of sealevel derived from coastal terraces around Shingu.

The abscissa is not to scale. The abbreviations are explained in Figs. 2, 3 and 6.

考えられるのは、西高森面と東高森面である。前者は米倉 (1968) の H_1 面に、後者は同じく H_4 面にはほぼ相当するが、彼は H_4 面をつくる厚い堆積物 (東高森層) を報告していない。なおこれら高位段丘群は、調査地域内では、新宮市南部以外でみつからない。

4) 海水準の相対的变化

以上の考察結果は図 6 の模式断面図にまとめられる。

また多数の段丘のある新宮付近については、図 7 のような海水準の相対的变化が導き出せる。これらから、熊野浦面が南関東の下末吉面に対比される可能性が強いと考えられる。なお各段丘面は大局的には北にゆるく傾動しているようにみえるが、ここでは地殻運動についての議論はおこなわない。

5) 斜面からの物質供給が増大した時代

土石流のような現象が、 10^4 年程度を単位とする段丘形成史の中で、特定の時代にのみ発生したとは考えにくい。IV に示した現存の証拠だけからは、土石流の頻度に時代的变化があったようにみえる。

熊野市金山町一帯などで古土石流堆積物がつくる地形は、a. 尾根型緩斜面、b. 台地型緩斜面、c. 谷型緩斜面に分けられる。地形的位置や開析状態からみて、おそらく a, b, c の順に古く、とくに a は熊野浦面より古いと考えられる。また b は鵜殿面の内陸への延長より低位にくるので、同面開析後の形成とみなせる。

新宮市南部に現存する古土石流堆積物の堆積期は、段丘堆積物との層位関係に基づき、 α . 西高森層堆積直前から同層堆積期の前期、 β . 東高森層堆積直前から同層堆積期の前期、 γ . 東高森層堆積後、に三分される。

言うまでもなく土石流の発生は当時の地形に制約され、その制約の程度は海岸段丘形成の場合よりはるかに大きいと考えられる。これに対して上記の堆積期を導き出した露頭の数、地形的位置 (この場合、当時の谷と尾根の配置や背後急斜面からの距離など) の多様さの割に、著しく少ない。また上記 a, b, c の形成期と α , β , γ との対比も十分にはおこなえない。したがってこの地域の土石流頻発期を具体的に指摘することは、この際さし控えたい。

古土石流堆積物が山地斜面からの物質供給の増大を示すのに対し、IV 3) に述べた熊野浦面・鵜殿面上の小谷の埋積物は、段丘崖 (開析谷壁) からの物質供給の増大を示す。この埋積物は鵜殿面より新しい。古土石流堆積物や小谷埋積物のような斜面堆積物の増大は、河床物質の増大をもたらしたであろう。新宮礫層が示す扇状地の拡大も、そのようなことを反映しているかもしれない。

前述のように斜面からの物質供給増大期を厳密に論じるには資料が不十分ではあるが、 α , β , 新宮礫層堆積期、b 形成期および小谷埋積期 (後三者はいずれも γ の一部または大部分に相当するかもしれない) などが、いずれも比較的低海水準の時代に一致することは注目される。

VI. ま と め

1) この地域には海拔約 150m から海拔約 15m までの間に 9 段の海岸段丘面が分布する。そのうち西高森面 (海拔約 120m), 東高森面 (約 70m) および熊野浦面 (約 60m~約 35m) は、いずれも谷埋め型の厚い堆積物 (それぞれ西高森層・東高森層・熊野浦層—再定義—) から成り、海進期の形成と考えられる。

熊野浦層の層相は北部と南部とで異なり、南部相の下半部は陸成相を示す。熊野浦層の堆積に先立って河成の新宮礫層が堆積した。新宮礫層・熊野浦層の基底面は沖積面下に没する。現存する段丘面で最も良く連続するものは、熊野浦層を切る海蝕面の鵜殿面 (海拔約 45~25m), 次いで熊野浦面である。

これらの事実に基づき図 7 のような海水準の相対的変化曲線が描ける。各段丘面はゆるく北に傾動しているようにみえる。

2) 花崗斑岩から成る山地の前面には、第三系堆積岩類を切る緩斜面が発達している。開析された尾根型緩斜面や台地型緩斜面の多くは、古土石流堆積物と思われる乱雑な花崗斑岩巨角礫層をもつ。熊野浦面・鵜殿面上の崖端侵蝕谷と考えられる小谷の上流部は、熊野浦層起源の二次堆積物で埋められている。この埋積物はある種のマスムーブメントをとまなう陸水の作用で堆積したと思われる。

古土石流堆積物や小谷埋積物の層位が示す、斜面から

の物質供給が増大した時代は、資料不足から十分には論じられないが、西高森層、東高森層、熊野浦層、および沖積層などを堆積させた比較的大きな海進の極大期よりも、むしろ海退期から海進の初期頃に一致するようにみえる。新宮礫層が示す扇状地の拡大も、このような斜面からの物質供給増大を反映している可能性がある。

現地調査・討議の一部は東京都立大学門村浩助教授および同学生進藤陽子さん・竹田昌子さんと共にこなした。門村助教授にはさらに草稿を読んでいただいた。また三重大山山田純教授は文献の入手に便宜をはかってくださった。これらの方がたに深く感謝する。

引用文献

- 荒牧重雄・羽田 忍 (1965) 熊野酸性火成岩類の中部および南部の地質。地質雑 71, 494—512.
 水野篤行 (1957) 5 万分の 1 地質図幅那智および説明書。37p. 地質調査所。
 村山正郎 (1954) 5 万分の 1 地質図幅新宮および説明書。27p. 地質調査所。
 中野尊正 (1944) 熊野川下流域の地形。地理評 20, 219—232.
 鈴木好一・稲垣誠二 (1933) 熊野海岸山地及びその周辺地域の地形と地形発達史 1. 地理評 9, 917—944.
 山田 純 (1965) 紀伊半島熊野浦の第四系。三重大学芸学部紀要, 33, 193—199.
 米倉伸之 (1968) 紀伊半島南部の海岸段丘と地殻変動。地学雑 77, 1—22.