

部は、十日町付近から、渋海川を経て中央油帯付近へ段階的に移動することが分った。すなわち、北方へ魚沼層の上部がより厚く発達する傾向がみられる。

鈴木尉元・三梨 昂・島田忠夫・宮下美智夫・影山邦夫：新潟堆積盆地の西山期を中心とする時期の構造運動

新潟堆積盆地の第三系は、堆積の中心を、段階的に、東から西へ移していった。初期の堆積の中心は、盆地の東縁部と、弥彦山地付近から南にのびる地域にあった。西山期や灰爪期には、新潟平野の西の縁辺近くと、佐渡ヶ島とはさまれた日本海に移動したと考えられる。

椎谷期は、背稜地域の造山期で、この盆地においても、堆積物の粗粒化、火山活動の活発化、激しい断層運動が起った。西山期には、前記の堆積の中心の移動についての一般性は残しているものの、新津から長岡南方にかけての火山活動の場が隆起帯に転化し、その東側に沈降の一つの中心を形成した。そして東縁部では、一部、下位の層準にオーバーラップする現象が起こった。灰爪期は、西山期の運動をひきつぎながらも、活動は全般的に弱まった。

三梨 昂・鈴木尉元・島田忠夫・宮下美智夫：新潟新第三系の褶曲の型態とその形成過程について

地層が堆積する過程での運動が褶曲の形成にとって重要であり、とくにグリーンタフ地向斜の造山期にあたる椎谷期における基盤の垂直的な断層、ブロック運動、火山活動などが重要な役割をなしている。層厚・層相変化から推定される基盤のブロック状の昇降運動の型式により ① 東山型 (型態的には片面箱型) ② 加茂型 (ブロック状に沈降した部分が、次の時期に反転的に隆起したため、波長の短かい複雑な背斜をつくるもの)、③ 中央油帯型 (型態的には両面箱型の変型で、初め寺泊層が厚く堆積した部分が椎谷期に反軸し背斜頂部はうすく平らで両翼は厚く堆積し、前矢代田期に基盤の境界面の上部に弱帯を生じ、寺泊層が封圧下で流動注入したと考えられるもの) の3つの型式について述べた。

吉村尚久・小沼静代・高浜信行・若林茂敬：新潟県三川盆地の新第三系

三川層下部は溶結凝灰岩、凝灰角礫岩、いわゆる trachytic texture を示す安山岩の溶岩・火山角礫岩、一部流紋岩よりなる。上部は砂岩泥岩の互層よりなり *Liquidamber* その他の植物化石を産する。三川層と上位層との関係は従来不整合といわれていたが、新谷川地域では

整合である。しかし、膨大な礫岩層を堆積していることから、運動の質的な変化があったと思われる。

津川層の下部は砂岩礫岩層よりなるが、基盤が N30°W の方向に高まりを示し、その南西部では巨礫岩層が堆積している。一方、東北部では礫岩を欠き、砂岩層が直接基盤の上にのり、しかも厚さが著しく薄い。津川層上部は凝灰岩よりなる。この時期ないしそれに引続いて活動した流紋岩の貫入の方向は N30°W である。これは、津川期の運動では、N 30°W 方向の断層が大きな要素となっていたと考えられる。

村山昭夫・神沢憲治・木崎喜雄・須藤定久・高橋武夫・角田寛子・細矢尚ほか追貝団研グループ：群馬県追貝付近の第三系 (その 2)

追貝層群は東西 5km、南北 12km の細長い分布を示し東縁は南北方向の断層で基盤の花崗岩類・片品流紋岩類と接し、西縁は花崗岩・蛇紋岩と不整合関係にあり N-S, 25°E の不整合面を持つ。北限は武尊火山噴出物で覆われている。岩相は次のとおり。[I] 栗生凝灰岩層・石英・長石の結晶片を含みガラス片の基質からなる火砕岩で緑色化が顕著である。[II] 吹割溶結凝灰岩層・石英・クリストバーライト・長石よりなる球顆を持つガラス質流紋岩と、微細な石英・長石をもつ溶結凝灰岩よりなる。絹雲母・緑簾石・緑泥岩等の変質鉱物が認められる。[III] 小沢凝灰岩層・石英・斜長石斑晶を含み稀に角閃石を含む石英安山岩質凝灰岩で緑色化が強い。[IV] 屏風岩凝灰岩層・石英・長石・黒雲母・角閃石の結晶片よりなる石英安山岩質凝灰岩で黒雲母・角閃石は多少変質している。

木村政昭：房総半島の嶺岡、保田層群について層序 (上位から下位へ)；

保田層群 勝山泥岩層 (層厚 500m+)
富山凝灰質岩層 (500m)
富川砂岩層 (小池清命名, 200m+)
嶺岡層群 愛宕山硬質泥岩層 (900m+)
二ツ山凝灰質砂岩層 (100m+)

関係；富川砂岩層は保田層群の基底層で、嶺岡層群を不整合で被うと推定される。

時代；貝化石と層位より、保田層群は漸新一中新統と推定される。対比；勝山泥岩層は三浦半島葉山層群の衣笠泥岩層に対比される。構造；両層群のおもな褶曲軸は一致している。主構造は東西性の四万十帯方向 (系 A) であり、これに重なって北東-南西の海溝方向 (系 B) の