

**CZwartorzędowa ewolucja  
DOLINY I KANIONU COLCA  
– RAPORT Z BADAŃ GEOMORFOLOGICZNYCH  
WYKONANYCH W ROKU 2006**

**Quaternary evolution of Valley and Canyon of Rio Colca  
– report from geomorphological studies done in 2006 year**

**Tomasz KALICKI<sup>1</sup> & Józef KUKULAK<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii;  
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce;*

*PAN, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania;  
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków; e-mail: kalicki@zg.pan.krakow.pl*

<sup>2</sup> *Akademia Pedagogiczna, Instytut Geografii;  
ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: jkukulak@ap.krakow.pl*

**Treść:** Kartowanie geomorfologiczne wykonano w Dolinie Colca pomiędzy Chivay i Madrigal (30 km) oraz w Kanionie Colca powyżej Canco (trzy przekroje). Zarówno Dolina jak i Kanion mają założenia tektoniczne. W Dolinie Colca wyraźnie wyodrębniają się trzy odcinki z odmiennym zestawem form i procesów modelujących dno i zbocza. Okresowe blokowanie odpływu przez osuwiska (Dolina Colca) i potoki lawowe (Kanion) powodowało powstawanie jezior zaporowych. Współczesna dolina rzeki Colca powstała w środkowym plejstocenie wskutek kaptażu przez ciek należący do zlewiska Oceanu Spokojnego bezodpływowego systemu śródgórskich rowów tektonicznych, zajętego u schyłku pliocenu i w dolnym plejstocenie przez jezioro wypełniane pyłami wulkanicznymi. Kaptaż nastąpił w miejscu uwarunkowanym tektonicznie, na zrzuconym skrzydle uskoku i linii tektonicznej. Brak odmłodzenia profilu podłużnego w Dolinie Colca związany jest z młodym wiekiem kaptażu, ruchami neotektonicznymi, a także przeciążeniem rzeki koluwiami bezpośrednio powyżej miejsca kaptażu.

**Słowa kluczowe:** Peru, Kanion Colca, geomorfologia, neogen, czwartorzęd

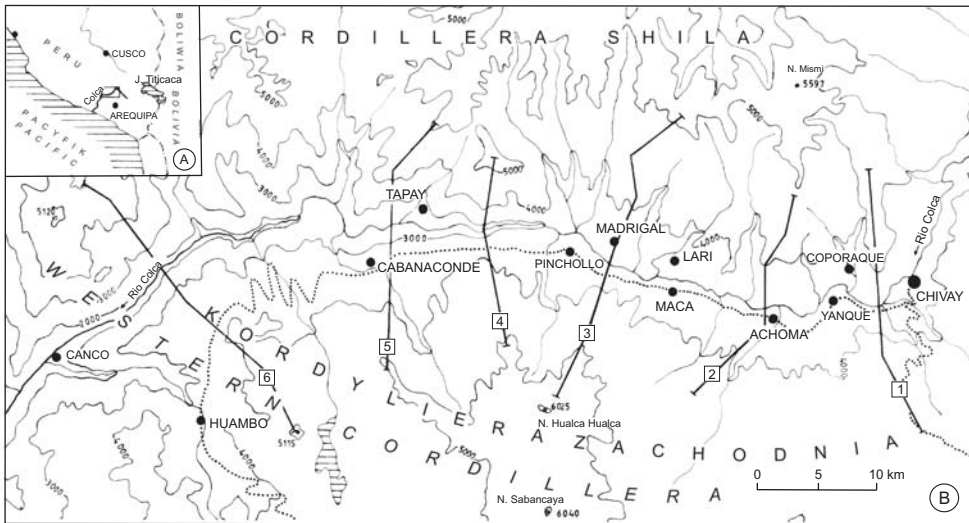
**Abstract:** Geomorphological mapping was carried out in Colca Valley between Chivay and Madrigal (section of 30 km length) and in Colca Canyon upstream of Canco (three cross sections). Both the valley and the canyon are conditioned by tectonic structures. Three sections with different morphology and processes modelling bottom and sides of the valley could be distinguished in the Colca Valley. A water-course was periodically obstructed by landslides (Colca Valley) or lava flows (Colca Canyon) and dam lakes occurred. The recent Colca Valley is a result of the Middle Pleistocene capture of endorheic system of intermountain grabens by a river which belongs to the Pacific Ocean drainage basin. Lake filling by volcanic ashes occurred in these grabens in the end of Pliocene and the beginning of Quaternary. Capture happened in tectonically determined place on downthrow at block and fracture line. A lack of rejuvenation of longitudinal profile of the Colca Valley can result from young age of capture, neotectonic movements and also river overloading by colluvia directly upstream of the capture place.

**Key words:** Peru, Colca Canyon, geomorphology, Neogene, Quaternary

## WSTĘP

Andy należą do najdłuższych łańcuchów górskich na Ziemi (ponad 8500 km). Są one położone na aktywnym brzegu Płyty Południowoamerykańskiej, a na zachód od nich, wzdłuż zachodniego wybrzeża kontynentu, ciągnie się Rów Peruwiański, będący strefą subdukcji Płyty Nazca (Megard 1984, Kissel *et al.* 1992, Jaillard & Soler 1996, Beck 1998, Hampel 2002). Powoduje to, również współczesne, bardzo duże zaangażowanie tektoniczne obszaru, obejmujące zarówno wypiętrzanie, jak i ruchy zrzutowo-przesuwcze (Serbier *et al.* 1985, Goy *et al.* 1992, Hsu 1992, Leffler *et al.* 1997). Dlatego pierwotna laramijska struktura fałdowa pasma uległa znacznej przebudowie wskutek późniejszych ruchów wypiętrzających (Macedo-Sanchez *et al.* 1992, Mercier *et al.* 1992). Ruchy tektoniczne w czasie ostatnich 20 mln lat spowodowały utworzenie wielkich, wysoko podniesionych zrębów i rozdzielających je rowów tektonicznych, a wzdłuż ograniczających uskoków nastąpiły na dużą skalę wylewy wulkaniczne (Serbier *et al.* 1988, Thouret *et al.* 2001). W obniżeniach były akumulowane molasy trzecio- i czwartorzędowe (Ollier 1987).

Obszar badań ( $\varphi=15-17^{\circ}\text{S}$ ;  $\lambda=71-73^{\circ}\text{W}$ ) położony jest w Andach Centralnych, które tworzą najszerszą (do 800 km) i najbardziej różnorodną część tego systemu górskiego (Fig. 1A). Główne ruchy tektoniczne, które sformowały obecną rzeźbę, wystąpiły w młodszym neogenie i czwartorzędzie (ostatnie 20 mln lat). W tym okresie kordyliery zostały podniesione do 5000 m n.p.m., natomiast w rozdzielających je depresjach wystąpiły ruchy wginające. Zapadliska te zostały wypełnione lądowymi seriami osadów detrytycznych i grubodetrytycznych o miąższości do kilku kilometrów, z wulkanitami w górnej części. Serie te zostały później sfałdowane i pocięte uskokami. W miarę upływu czasu następowało przesuwanie się sedimentacji i zjawisk tektonicznych ze wschodu na zachód (Megard 1984).



**Fig. 1.** Położenie (A) i mapa obszaru badań z liniami przekrojów (patrz Fig. 2) – (B). Główna droga oznaczona linią kropkowaną

**Fig. 1.** Location (A) and map of study area with lines of cross sections (see Fig. 2) – (B). Dotted line marks main road

Cechą charakterystyczną tej części Andów jest zanik Kordyliery Środkowej, która urywa się tutaj w rozległym obszarze wewnętrznym. Jest to strefa wczesnotrzeciorzędowych depresji śródgórskich wypełnionych górnomiocenijskimi molasami, czwartorzędowymi seriami fluwialno-limnicznymi i wulkanicznymi (Zeilinger & Schlunegger 2007). Ten wysoko położony (ok. 3500–4500 m n.p.m.) półpustynny płaskowyż (Puna), otoczony Kordylierą Wschodnią i Zachodnią, w północnej części na obszarze Boliwii i Peru nazywany jest Altiplano. Jest to równocześnie główna powierzchnia zrównania (Puna) powstała tuż po deformacjach środkowomiocenijskich (Ollier 1987). Na płaskowyżu, poprzecinanym krótkimi pasmami górskimi, położone są liczne, często bezodpływowe, jeziora, w tym największe jezioro tektoniczne Titicaca (3812 m n.p.m.) (Kubiawicz 1975, Słownik... 1977, Dembicz *et al.* 1979, Kaszowski 1992).

Wraz z postępującym kenozoicznym wypiętrzaniem Andów zmieniał się klimat obszaru (Abele 1992, Lamb & Davis 2003). Współcześnie Andy Centralne znajdują się w obszarze międzyzwrotnikowej cyrkulacji wschodniej. Dlatego stoki dowietrzne Kordyliery Wschodniej otrzymują opady do 1000 mm/rok, natomiast ku zachodowi, w cieniu opadowym suma ta gwałtownie spada do 200 mm (Puna), a na południe od 15°S nawet do poniżej 50 mm/rok. Na wybrzeżu, u podnóża Andów, ciągnie się nadbrzeżna pustynia Atacama, której powstanie wiąże się z zimnym Prądem Peruwiańskim (Humboldta) płynącym wzdłuż wybrzeża. Na obszarach pustynnych prawie całkowicie brakuje opadów, a wilgoć dostarczana jest głównie w okresie zimowym w postaci osadów z gęstej mgły (garua). Na obszarach wyżej położonych wyraźna pora sucha przypada na okres zimowy. Średnia temperatura lipca na Altiplano wynosi od –2 do 6°C, a temperatura stycznia od 5 do 10°C, jednak powyżej 4500 m n.p.m. w ciągu 3–4 miesięcy zimowych średnie temperatury miesięczne utrzymują się poniżej 0°C. Znaczna suchość klimatu powoduje, że linia wiecznego śniegu położona jest bardzo wysoko na około 6300 m n.p.m. (Kubiawicz 1975, Słownik... 1977, Dembicz *et al.* 1979). Według Okołowicza (1969) jest to klimat zwrotnikowy, kontynentalny, skrajnie suchy (wybrzeże) i suchy z odmianą górską, z wyraźnie zaznaczoną piętrowością w Andach Centralnych.

Tak duże kontrasty klimatyczne pomiędzy wybrzeżem i wysoko położonym Altiplano były charakterystyczne dla całego holocenu i zmiany wilgotności notowane dla obszarów wysokogórskich nie mogą być automatycznie przenoszone na tereny nadbrzeżne (Holmgren *et al.* 2001). Sytuacja taka miała miejsce prawdopodobnie w czasie całego czwartorzędu, w którym stosunki termiczno-wilgotnościowe wykazywały wyraźne wahania, z chłodniejszymi i wilgotniejszymi okresami glacialnymi (Messerli *et al.* 1993, Seltzer 1993, Veit 1993, Baker *et al.* 2001). Zmiany te następowały również w krótszych okresach (Seltzer *et al.* 2002), co znalazło swoje odbicie w środowisku limnicznym, fluwialnym i glacialnym (np. Abbott *et al.* 1997, 2000, Seltzer 1990, 1992, Seltzer *et al.* 1998, 2002, Baucom & Rigsby 1999, Cross *et al.* 2000, 2001, Goodman *et al.* 2001, Dornbusch 2005, Farabaugh & Rigsby 2005).

Jednak dla klimatu tego obszaru, oprócz czwartorzędowych globalnych wahań, charakterystyczne jest cykliczne (3–5 lat) występowanie zespołu zjawisk El Niño/Oscylacje Południowe (ENSO) (np. Kane 1999, Lorenc 1999). Związane z nimi obfite opady na zachodnich skłonach Andów powodują wezbrania rzek oraz uruchamiają spływy gruzowo-błotne, które mogą przybierać olbrzymie rozmiary (np. Wells 1987, 1990, Magilligan & Goldstein 2001, Keefer *et al.* 2003, Rigsby *et al.* 2003). Najsilniejsze zjawiska El Niño w ostatnich 150 latach wystąpiły na przełomie lat 1877/78, 1940/41, 1982/83 i 1997/98. Jednak echa wcześniejszych

zjawisk o podobnym charakterze znajdujemy w mitologii inkaskiej i innych ludów andyjskich (Bogowie ... 1985, Sandweiss *et al.* 2001, Szemiński & Ziółkowski 2006), gdzie bogowie niszczą kolejne świąty wskutek ulewnych opadów powodujących spływy gruzowo-błotne i osuwiska blokujące odpływ rzeczny w dnach dolin. Na obszarze andyjskim znajdujemy jednak również geologiczne i geomorfologiczne ślady ENSO (Devries 1987), którego częstość była jednak zmienna zarówno w cyklach glacialno-interglacialnych (Tudhope *et al.* 2001), jak i w krótszych okresach (Fontugne *et al.* 1999, Cobb *et al.* 2003, Carre *et al.* 2005, Rein *et al.* 2005).

Suchość klimatu sprawia, że w niższych położeniach występują gleby pustynne i półpustynne, a wyżej, gleby stepów i półpustyn wyższych górskich. Do piętrowości klimatycznej nawiązuje piętrowość roślinna, która kształtowała się od schyłku plejstocenu (Baied & Wheeler 1993, Lauer 1993). Współcześnie jednak pokrycie terenu we wszystkich piętrach jest bardzo słabe, a często wręcz znikome. Na zachodnich skłonach wulkanu Ampato można wyróżnić siedem pięter: nadbrzeżna roślinność pustynna (do około 500 m), wilgotna loma (500–1200 m), sucha loma (1200–2400 m), suche zarośla i widne lasy mezofityczne (2400–3000 m), puna (3000–4800 m), porosty i murawy naskalne (4800–5300 m) i powyżej granicy wiecznego śniegu piętro niwalne wiecznych śniegów i lodowców (powyżej 5300 m n.p.m.) (Balon 1999). Nieco inny układ pięter podaje praca Dembicza *et al.* (1979). Loma jest to wielogatunkowa formacja roślinna, która swoje istnienie na pustynnych stokach zawdzięcza występowaniu wiosenno-zimowych mgieł garua. Do 400 m są to luźne zbiorowiska efemerycznych roślin (zima, wiosna). Wyżej, gdzie mgły utrzymują się najdłużej, oprócz roślin efemerycznych pojawiają się drzewa i krzewy. Powyżej 1000 m, gdzie mgły są rzadsze roślinność staje się uboższa, a powyżej 2000 m loma przechodzi stopniowo w formację wysokogórską. Powyżej 3000 m występuje trawiasta formacja wysokogórska jalca, która jest typem przejściowym pomiędzy puną i paramo, gdyż występują gatunki typowe zarówno dla tej pierwszej (np. trawy ichu), jak i dla drugiej (np. espelecje) formacji roślinnej.

Colca należy do krótkich i bystrych rzek zlewiska Oceanu Spokojnego na zachodnich skłonach Andów. Mając swe źródła powyżej 4500 m koło przełęczy Abra Toroya (4690 m n.p.m.), niedaleko jeziora Lagunillas, płynie ona początkowo (ponad 100 km) po Altiplano w kierunku NW. Jednak napotykać ją w postaci gór Cordillera de Chila (z kulminacją wulkanu Mismi – 5601 m n.p.m.), które stanowią wododział pomiędzy Atlantykiem a Pacyfikiem, gwałtownie skręca na SW. Płynąc u podnóża tego pasma na odcinku kolejnych 100 km stanowi jego południowe ograniczenie (Dolina Colca na odcinku Sibayo–Madrigal). Poniżej (od wysokości około 3050 m n.p.m.) rozpoczyna się kanion rzeki Colca, który przecina Kordylierę Zachodnią stanowiącą wysoki łańcuch fałdowy (skały mezozoiczne) z licznymi szczytami wulkanicznymi i czynnymi wulkanami często przekraczającymi 5000, a nawet 6000 m, np. Coropuna (6425 m n.p.m.), Ampato (6314 m n.p.m.), Chachani (6079 m n.p.m.), Misti (5835 m n.p.m.). Odcinek przełomowy o długości około 300 km kończy się poniżej Aplao, gdzie rzeka, już jako Majes (Camaña), płynie przez około 100 km wcięta w rozległe pedymenty z barchanami na powierzchni i uchodzi do Oceanu Spokojnego koło Camaña. Reżim hydrograficzny rzeki jest deszczowy i nawiązuje do rozkładu opadów w ciągu roku, z maksymalnymi przepływami w okresie letnim.

Dane meteorologiczne ze stacji w Chivay wskazują, że 75% rocznych opadów, których suma wynosi 400 mm, przypada na okres letni. Średnia roczna temperatura wynosi około

10°C, amplituda roczna około 4°C, dzienna około 24°C, a przymrozki występują przez cały rok (Eash & Sandor 1995). Roślinność naturalna, głównie zespoły trawiaste (np. *Festuca*), krzewy i kaktusy, jest odbiciem półsuchego klimatu.

Występujące na tym obszarze gleby, molisole, wykazują postępujący z upływem czasu coraz lepszy rozwój poziomów glebowych, co wskazuje na silne wietrzenie chemiczne i pedogenezę zachodzące w tropikalnych obszarach wysokogórskich w przeciwieństwie do innych stref klimatycznych (Eash & Sandor 1995).

## CEL I METODY BADAŃ

W ramach realizacji programu „Czwartorzędowa ewolucja Kanionu Colca (Andy Peruwiańskie) – rola struktury, neotektoniki i wahań klimatycznych” przeglądowe badania geomorfologiczne obejmowały zarówno górna, nieodmłodzoną część Doliny Colca, jak i sam kanion rzeki Colca o długości ponad 100 km i głębokości do 3000 m (Kalicki & Kukulak 2007a, b).

Do głównych, długofalowych celów należą:

- określenie wieku i tempa rozwoju kanionu, a także związków jego rzeźby ze strukturą podłoża i neotektoniczną mobilnością tej części Andów,
- rozpoznanie młodoczwartorzędowych wahań klimatycznych, w tym cyklicznych oscylacji (ENSO) zapisanych w osadach powodziowych (*slack water deposits*) kanionu,
- kompleksowe rozpoznanie rzeźby kanionu w celu waloryzacji turystycznej obszaru przyszłego parku narodowego (m.in. ustalenia walorów przyrodniczych poszczególnych odcinków, ich dostępności, wyznaczenie odcinków i miejsc szczególnie atrakcyjnych przyrodniczo i turystycznie).

W ramach przeglądowego kartowania geomorfologicznego w 2006 roku wykonano dokumentację poziomów terasowych i dolinnych, wraz z profilami geologicznymi charakteryzującymi ich budowę. Szczególną uwagę zwracano na rozpoznanie spłaszczeń na ścianach kanionu (strukturalnych, tektonicznych, teras erozyjnych i skalno-osadowych), ustalenie ich rozciągłości przestrzennej i zmienności hipsometrycznej oraz genezy i chronologii. Badania objęto odcinek Doliny Colca o długości około 30 km pomiędzy Chivay i Madrigal. W kanionie tej rzeki, gdzie deniwelacje dochodzą do 1000–3000 m, wykonano trzy profile marszrutowe przez zbocza oraz rekonesansowe przejścia wzdłuż rzeki Colca na odcinku około 10 km oraz dolin bocznych Huaruro (Llatica), Huambo (Huambo-Canco) i Andahua/Ayo (rejon Andahua). Trwają prace kameralne nad korelacją poziomów w obrębie doliny i kanionu, a także pomiędzy tymi dwoma odcinkami.

W trakcie badań dotychczas nie zostały znalezione w kanionie profile osadów powodziowych (*slack water deposits*), które byłyby podstawą do studiów paleohydrologicznych i paleoklimatycznych. Możliwości przeprowadzenia takich badań stwarzają trawertyny wytrącane w Dolinie Huambo na odcinku kilkunastu kilometrów i osiągające miąższość kilkadziesiąt metrów.

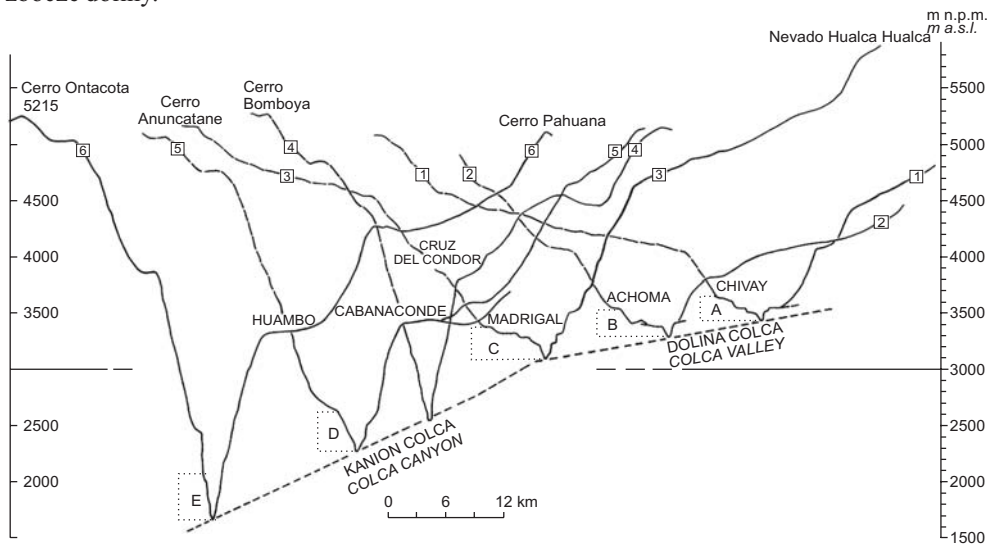
Pobrane zostały próbki osadów limnicznych i gleb kopalnych, które zostaną poddane analizom laboratoryjnym.

W prezentowanym raporcie przedstawione zostaną tylko najciekawsze wyniki badań terenowych.

## DOLINA COLCA

Dolina na badanym odcinku Chivay–Madrigal ma założenia tektoniczne i rozdziela od siebie dwa masywy trzeciorzędowych stratowulkanów Mismi (5597 m n.p.m.) na północy i Hualca Hualca (6025 m n.p.m.) – Sabancaya (5976 m n.p.m.) – Ampato (6288 m n.p.m.) na południu (Fig. 1B). Dlatego w podłożu na całym obszarze zdecydowanie dominują różnowiekowe kompleksy kenozoicznych skał wulkanicznych, a mezozoiczne (jura–kreda) skały osadowe odsłaniają się tylko lokalnie na niewielkich obszarach (np. Chivay, Maca) (Mapa ... 2001). Powstanie doliny można wiązać z intensywnymi neogeńskimi ruchami tektonicznymi, które doprowadziły do utworzenia ciągu obniżeń, generalnie równoległych do strefy subdukcji oraz stratowulkanów na liniach uskoku. Czwartorzędowe wulkanity (np. grupa Andahua w dnie doliny powyżej Chivay) wskazują na utrzymującą się dużą aktywność neotektoniczną (Galaś & Paulo 2005).

Dolina pomiędzy Chivay i Madrigal ma generalny przebieg równoleżnikowy (E-W), a średni spadek rzeki wynosi 16.7‰ (Fig. 2). Jednak na krótkim odcinku w rejonie wsi Yanque–Ichupampa–Achoma następuje wyraźne zwiężenie i przesunięcie jej osi na południe związane prawdopodobnie z uskokiem przesuwczym o przebiegu NNE-SSW. Kolejny uskok o podobnym kierunku przecina dolinę w Madrigal–Pinchollo. Wskazują na to różnice w wysokości jednowiekowych zrównań morfologicznych ciągnących się nad Kanionem i Doliną Colca dochodzące do 400 m (Fig. 2), a także stromy zachodni stok grzbietu odchodzącego od wulkanu Hualca Hualca na NNE (z wierzchołkami Achumani–Huancorane–Villuca), mający charakter krawędzi rozwiniętej na powierzchni uskoku normalnego. Uskok ten w rejonie Madrigal i Pinchollo krzyżuje się z kolejnym o przebiegu NNW-SSE, na którym powstało lewe zbocze doliny.



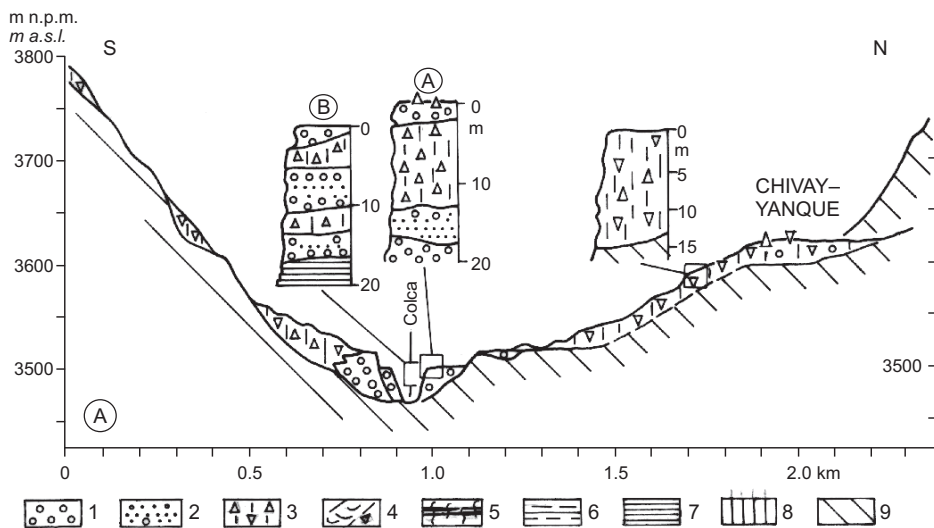
**Fig. 2.** Przekroje poprzeczne (1–6) przez dolinę i kanion rzeki Colca oraz lokalizacja przekrojów szczegółowych (A–E) – (patrz Fig. 3, 5, 13, 14, 17)

**Fig. 2.** Section (1–6) across the valley and canyon of Colca River and location of detailed cross sections (A–E) – (see Figs 3, 5, 13, 14, 17)

Do „skrzyżowania” uskoku koło Madrigal dochodzi jeszcze uskok Kanionu Colca o przebiegu W-E. Niewykluczone, że również prawe zbocze Doliny Colca rozwinęło się na linii tektonicznej, na co mogą wskazywać trapezoidalne czoła stoków pomiędzy bocznymi dolinami. Wydaje się więc, że w sensie tektonicznym Dolinę Colca tworzą dwa rowy tektoniczne o układzie litery V, jeden powyżej Chivay o kierunku NNE-SSW i drugi poniżej Achoma (Achoma–Madrigal) o przebiegu NW-SE, połączone odcinkiem przełomowym Yanque–Achoma, powstałym na strefie dyslokacyjnej.

W badanym odcinku Doliny Colca wyraźnie wyodrębniają się trzy odcinki charakteryzujące się odmiennym zestawem form i procesów modelujących dno i zbocza.

Pierwszy z nich koło Chivay obejmuje końcowy fragment „rowu Chivay”, do którego od wschodu i południa uchodzą boczne doliny o dużych spadkach. Są one erozyjnymi rozcięciami krawędzi płaskowyżu położonego na wysokości 4800–4900 m n.p.m. (Fig. 1, 2 – przekrój 1). Potężne spływy gruzowe powstające w tych dolinach prawdopodobnie w okresach silnych opadów związanych ze zjawiskiem El Niño spowodowały, że u ich wylotów na stożkach torrencjalnych zostały złożone wysokie (2–10 m) wały gruzowe. Wielkość głazów transportowanych przez te spływy może dochodzić nawet do 7 m. Osady koluwalne są współcześnie rozcięte przez dopływy rzeki Colca, jednak wielkość materiału powoduje, że ciekły te mają zbyt małą siłę transportową i zachodzi głównie przemywanie osadów oraz pozostawianie na miejscu grubszych frakcji. Osady stożków torrencjalnych złożone w dnie doliny przykrywają lokalnie żwirowe aluwia rzeki Colca (Fig. 3).



**Fig. 3.** Przekrój poprzeczny doliny koło Chivay (A). 1 – aluwia gruboklastyczne, 2 – aluwia żwirowo-piaszczyste, 3 – osady spływów gruzowo-błotnych i rumosz zwietrzelinowy, 4 – koluwia, 5 – gleba kopalna w utworach pylastych, 6 – pylaste osady jezior osuwiskowych, 7 – drobnoklastyczna seria limniczna, 8 – wulkanyty, 9 – skały starszego podłoża

**Fig. 3.** Section across the valley near Chivay (A). 1 – coarse-grained alluvia, 2 – sandy-gravel alluvia, 3 – sediments of debris flows and weathering cover, 4 – colluvia, 5 – buried soil in silty sediments, 6 – silty sediments of lake on the landslide, 7 – fine grained lacustrine series, 8 – volcanic rocks, 9 – rocks of older basement

Okolo 3 km poniżej Chivay po raz pierwszy w dnie doliny pojawia się seria limniczna, a w jej obrębie występuje kilka serii gruboklastycznych aluwii przewarstwionych osadami jeziornymi (Fig. 4). Stanowi to zapis okresowego wsypywania do zbiornika żwirowej delty przez Pra-Colce.



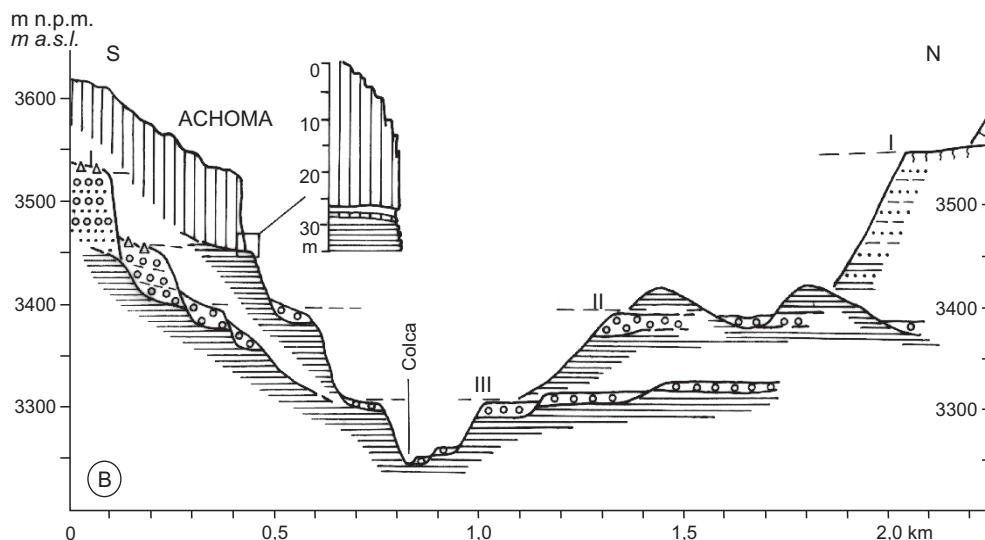
**Fig. 4.** Zazębienie się osadów jeziornych i gruboklastycznych aluwii deltowych pomiędzy Chivay i Yanque

**Fig. 4.** Intercalation of lacustrine sediments and coarse grained alluvia (deltic deposits) between Chivay and Yanque

Drugi odcinek Yanque–Achoma niemal pokrywa się z przełomem rzeki pomiędzy dwoma rowami tektonicznymi (Fig. 1, 2 – przekrój 2). Najbardziej charakterystyczne jest występowanie tu miększej (ponad 200 m) serii limnicznej, odsłaniającej się w wielu miejscach, w korycie i na zboczach doliny (Fig. 5). Są to białe, zwykle pylaste osady (jedynie w części spągowej drobnopiaszczyste), lokalnie margliste, o poziomym warstwowaniu, makroskopowo identyfikowane jako tufity. Najczęściej są one zaburzone tektonicznie, dlatego poszczególne pakiety są w wielu miejscach (Maca, Lari, Yanque) wychylone w różne strony (Fig. 6). W przeciwieństwie do odcinka poprzedniego w serii tej brak jest przewarstwień aluwii gruboklastycznych. Dla określenia wieku tej serii najistotniejszy jest profil w podcięciu drogowym koło Achoma na wysokości około 3450 m n.p.m., gdzie bezpośrednio na serii jeziornej leży język lawowy spękany słupowo (Fig. 5, 7). Kontakt tych dwóch serii (wkładka lawowa przykryta



ponownie tufitami jeziornymi) wskazuje na to, że potok lawowy wkraczał do istniejącego jeszcze jeziora. Musiało to nastąpić na przełomie pliocenu i czwartorzędu (około 1.8 mln lat), gdyż seria limniczna (Qpl-cvm/tbk) związana jest z wybuchem Mismi, natomiast potok lawowy z następującym bezpośrednio potem andezytowym (Qpl-hh/an1) kompleksem wulkanicznym Hualca–Hualca (Mapa... 2001).



**Fig. 5.** Przekrój poprzeczny doliny koło Achoma (B). Objasnienia jak na figurze 3

**Fig. 5.** Section across the valley near Achoma (B). Explanations as in figure 3

Powyżej serii limnicznej występuje najwyższy, jak wynika z datowania serii limnicznej, plioceński poziom dolinny (I – 3550 m n.p.m.) (Fig. 5, 8), zbudowany z poziomo warstwowanych osadów żwirowo-piaszczystych. Kolejne erozyjno-akumulacyjne poziomy terasowe wycięte są już w osadach jeziornych. Ich bardzo duża liczba, a także wysokości, które zostały lokalnie zaburzone prawdopodobnie przez ruchy neotektoniczne, stwarzają znaczne trudności przy ich korelacji. Wydaje się jednak, że można wydzielić dwa główne poziomy wyższe (II – 3400 m i III – 3300–3320 m n.p.m.) oraz kilka (3–4) niższych (m.in. IV – 3270–3250 m n.p.m.) towarzyszących bezpośrednio rzece (Fig. 9). Wcześniej Eash & Sandor (1995) wydziłili w rejonie Coporaque do wysokości 3350 m n.p.m. siedem poziomów: współczesna równina zalewowa (A1), terasy aluwialne (A2 i A3) i wyższe poziomy mające prawdopodobnie charakter teras sandrowych. Poziomy A2–A7 są głównie akumulacyjne, zbudowane najczęściej z gruboklastycznych osadów, zwykle o dużej miąższości, np. A4 koło Coporaque i Yanque (100 m), czy A6 koło ujścia Rio Picomayo (200–250 m). Część wysokich poziomów (A5–A7), wyciętych w skałach wulkanicznych, ma charakter erozyjny i niewielką miąższość osadów (poniżej 5 m). Najwyżej znajdują się zrównania (HP) będące częścią Altiplano, które ścinają skały wulkaniczne i są przykryte osadami glacialnymi, fluwialnymi, jeziornymi i eolicznymi. Osady budujące poziomy wykazują wyraźne zróżnicowanie facjalne, zarówno pionowe jak i lateralne.



**Fig. 6.** Seria osadów jeziornych w Yanque

**Fig. 6.** Sediments of lacustrine series at Yanque



**Fig. 7.** Wulkanity z ciosem słupowym na serii jeziornej koło Achoma

**Fig. 7.** Volcanic rocks with hexagonal columns overlying lacustrine series near Achoma



**Fig. 8.** Wysokie poziomy dolinne w rejonie Achoma

**Fig. 8.** High erosional-accumulational morphological levels (“valley levels”) near Achoma



**Fig. 9.** Terasy erozyjno-akumulacyjne pomiędzy Achoma i Maca

**Fig. 9.** Erosional-accumulational terraces between Achoma and Maca

Lokalnie, szczególnie na poziomie A3, wskutek lateralnego przesiąkania występują obszary słabo drenowane. Wzdłuż zboczy doliny koluwia zalegają się z aluwiami, a stożki napływowe i pedymenty nachylone są w kierunku poziomów A4 i A5, natomiast erozyjne pedymenty w kierunku A6 i A7. Rytmicznie laminowane drobne piaski i pyły podścielają aluwialne i koluwalne poziomy od poziomu współczesnej rzeki, aż lokalnie po A6. Swoim wykształceniem przypominają one osady fluwioglacjalne, choć mogą być także osadami pozakorytowymi (*slack water deposits*), zdeponowanymi przy zwolnionych przypiływach związanych z epizodycznym blokowaniem koryta Rio Colca przez osuwiska lub inne czynniki.

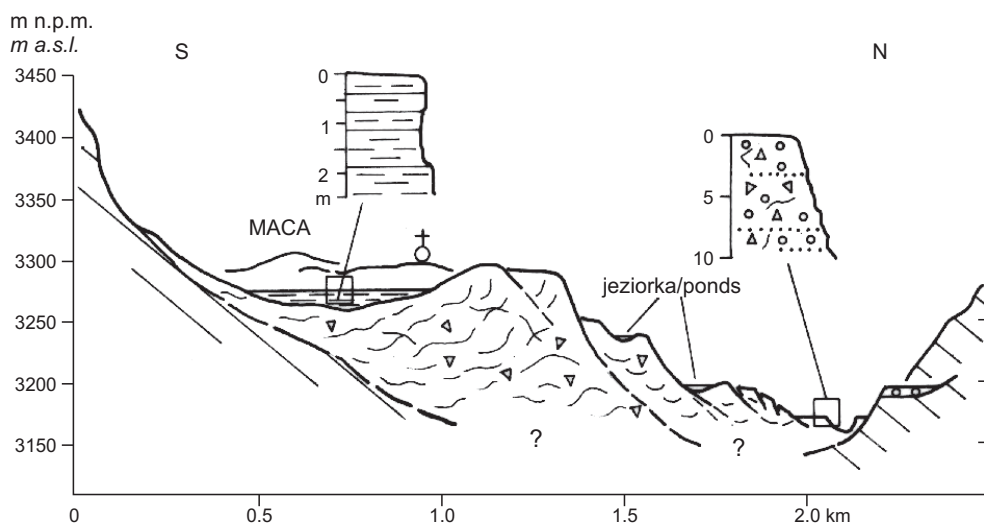
Pierwsze publikowane datowania pozwalają na uchwycenie relacji chronologicznych pomiędzy poziomami. Andezytowe dajki koło Achoma były datowane na 0.2–1.0 Ma BP (Sérbier *et al.* 1985), co wskazuje na neogeńską lub wczesnoczwartorzędową fazę erozji, która sformowała dolinę i najwyższe poziomy (Eash & Sandor 1995). Dwa andezytowe potoki, przykrywające aluwia nieco na północ od Chivay i położone poniżej poziomu A6, były datowane metodą potasowo-argonową na  $172 \text{ ka} \pm 14 \text{ ka BP}$  i  $64 \text{ ka} \pm 14 \text{ ka BP}$ . Młodszy z nich tworzy powierzchnię o wysokości zbliżonej do poziomu A5 i wydaje się być tym samym poziomem, co stwierdzony na wschód od Coporaque. Poziom A4 jest włożony w oba datowane potoki andezytowe, natomiast materia organiczna z kopalnego poziomu próchnicznego (głęb. 1.12–1.23 m) na poziomie A2 była datowana na  $1610 \pm 70 \text{ BP}$  (Eash & Sandor 1995).

W trzecim odcinku Maca–Madrigal, który zlokalizowany jest w obrębie drugiego rowu tektonicznego, w rozwoju doliny olbrzymie znaczenie odgrywają procesy osuwiskowe (Fig. 1, 2 – przekrój 3, Fig. 10). Największe osuwisko, uwarunkowane prawdopodobnie wspomnianą wyżej linią tektoniczną, rozwinięte jest na lewym zbocz doliny, w Maca (Fig. 11). Nisza osuwiskowa, o półkolistym zarysie i promieniu około 2 km, na dużym odcinku pokrywa się z powierzchnią uskoku normalnego, stosunkowo nieznacznie rozcięta prostoliniowymi rynnami erozyjnymi. Ruchy osuwiskowe objęły również zalegające w dnie doliny osady jeziorne, analogiczne jak opisane na poprzednim odcinku. Jednak na znacznym obszarze osuwiska ta drobnoziarnista seria została już całkowicie wyprątnięta przez rzekę, dlatego w korycie i na osuwisku występują głazy i skały zalegające pierwotnie na zbocz doliny powyżej Maca. W obrębie jezora osuwiskowego częste są wtórne skarpy, szczeliny, jeziorka osuwiskowe, itp. – świadczące, że w dolnej części jest on nadal aktywny, prawdopodobnie głównie w okresie pory deszczowej. W części bliższej niszy osuwisko ma jednak od dłuższego czasu utrwaloną rzeźbę, gdyż bezpośrednio we wsi Maca znajduje się stary zbiornik osuwiskowy wypełniony białymi drobnoklastycznymi osadami (diatomitami?), o miąższości przekraczającej 2 m, z dobrze wykształconą glebą w stropie osadów limnicznych. Również z drugiej strony rzeki Colca w Lari i Madrigal rozwinięte są rozległe osuwiska, obejmujące tylko osady jeziorne wyścielające dno doliny (Fig. 12). Ich jezory osuwiskowe docierają do koryta i bieg rzeki jest wymuszony, a woda przepływa koluwia. W warunkach stałego przeciążenia rzeki materiałem osuwiskowym, przy jednoczesnym pozostawianiu na miejscu najgrubszych głazów z przemytych koluwiów, postępuje uzbrajanie dna rzeki, co zapobiega erozji dennej. Osuwiska doprowadziły do zupełnego zniszczenia lub uniemożliwiły powstanie na tym odcinku niskich teras erozyjno-akumulacyjnych wyciętych w serii limnicznej (Fig. 13). Strop tej serii jeziornej koło Madrigal sięga około 3220 m n.p.m. i przykryty jest koluwiami oraz żwirami. Powyżej serii limnicznej występuje kilka teras erozyjno-akumulacyjnych wyciętych w koluwiach. Jednak wszystkie te poziomy terasowe nachylone są przeciwnie do współczesnego spadku doliny, co wskazuje, że odpływ i transport fluwialny był ukierunkowany na wschód.



**Fig. 10.** Widok z Pinchollo na osuwiska na odcinku doliny pomiędzy Maca i Madrigal

**Fig. 10.** View from Pinchollo on landslides in the valley section between Maca and Madrigal



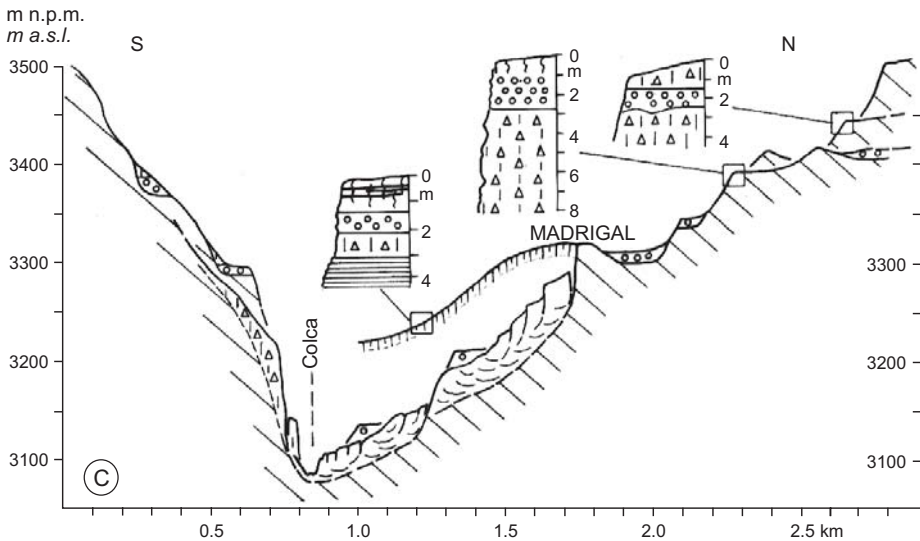
**Fig. 11.** Przekrój poprzeczny przez osuwisko na lewym zboczu doliny koło Maca. Objasnienia jak na figurze 3

**Fig. 11.** Section across landslide on left site of the valley near Maca. Explanations as in figure 3



**Fig. 12.** Osuwisko w Madrigal, odmłodzone w części dolnej

**Fig. 12.** Landslide at Madrigal, rejuvenated in lower part



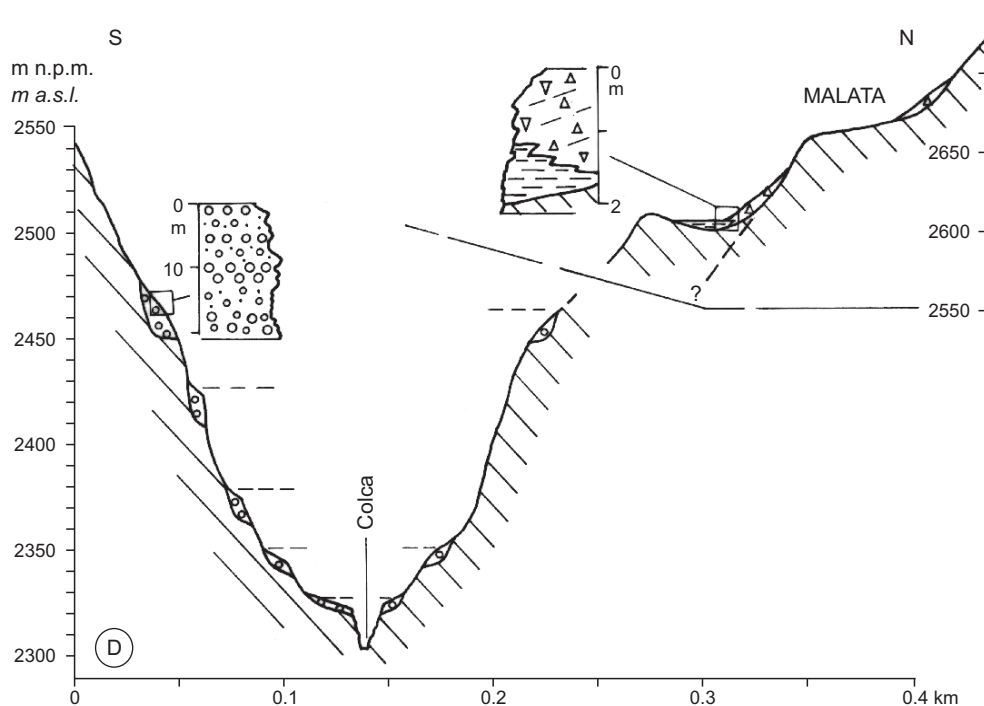
**Fig. 13.** Przekrój poprzeczny doliny koło Madrigal (C). Objaśnienia jak na figurze 3

**Fig. 13.** Section across the valley near Madrigal (C). Explanations as in figure 3

## KANION COLCA

Na analizowanym odcinku średni spadek rzeki wynosi 42.5%. Kanion początkowo ma przebieg E-W, a poniżej Cabanaconde zmienia kierunek na NE-SW (Fig. 1B). Jego prostolinijny przebieg na obu odcinkach wskazuje, że ma on założenia tektoniczne. Lewe zbocze kanionu tworzy krawędź o wysokości 1000–1700 m, opadająca prawdopodobnie z jednowiekowego spłaszczenia morfologicznego (3300–3400 m n.p.m.), na którym leżą Cabanaconde i Huambo (Fig. 1, 2; przekroje 4–6).

Na dwóch przekrojach Cabanaconde–Tapay stwierdzone zostały, na lewym zboczu kanionu, szczątkowo zachowane cztery listwy aluwiów gruboklastycznych, z których najwyższa położona jest około 150 m nad rzeką (Fig. 14).



**Fig. 14.** Przekrój poprzeczny kanionu na linii Cabanaconde – Malata (D).  
Objaśnienia jak na figurze 3

**Fig. 14.** Section across the canyon between Cabanaconde and Malata (D).  
Explanations as in figure 3

Lepiej zachowane poziomy dawnych den występują jedynie w ujściowych częściach bocznych dolin (Fig. 15), które niżej przechodzą w systemy stromo nachylonych i włożonych w siebie stożków napływowych. Budują je osady żwirowo-piaszczyste z pojedynczymi głazami, słabo obrobionymi, co wskazuje na krótki transport oraz dostawę materiału z blisko położonych stoków o deniwelacjach przekraczających kilka tysięcy metrów. Selektowne wietrzenie i ruchy masowe, trwające wystarczająco długo, doprowadziły do powstania w tych

osadach dobrze wykształconych piramid ziemnych. Aluwia samej rzeki Colca, budujące terasę zachowaną na prawym brzegu koło mostu w Tapay, są wyraźnie zróżnicowane. Bardzo grube aluwia (głazy) występują na przemian z drobniejszymi żwirami, co może wskazywać na okresowe istotne różnice przepływów.



**Fig. 15.** Poziom dawnego dna bocznej Doliny Huaruro (Llatica), prawego dopływu rzeki Colca

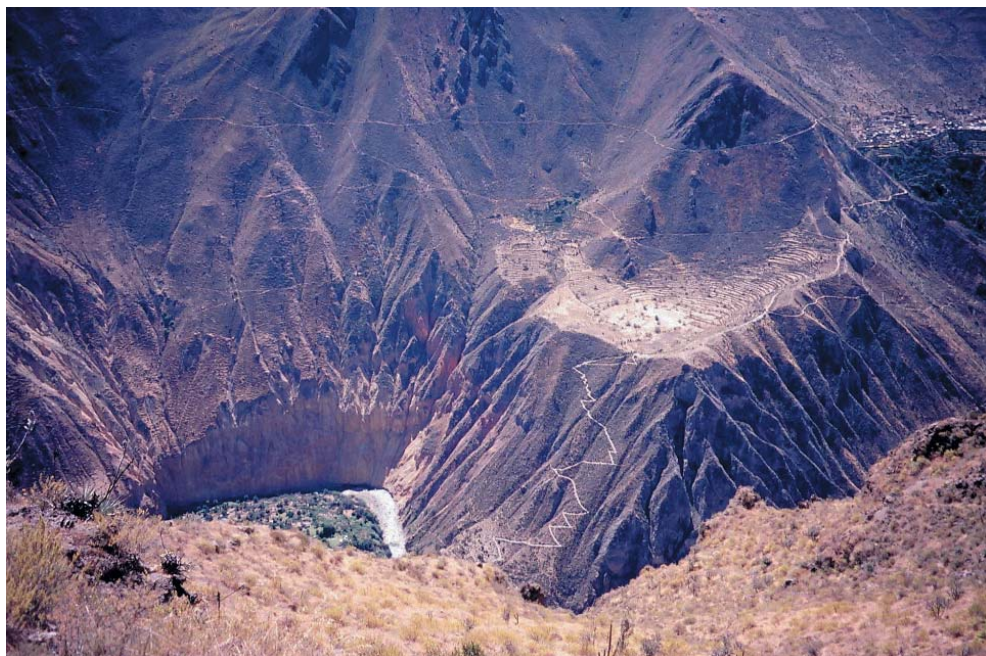
**Fig. 15.** Level of old valley bottom in the Huaruro (Llatica) Valley, right tributary of the Colca River

Najgrubsze frakcje mogły być raczej transportowane przez spływy gruzowe, związane prawdopodobnie z cyklicznym występowaniem El Niño. Bardzo interesująca jest forma stwierdzona po prawej stronie rzeki nad ośrodkiem turystycznym Paradise (Fig. 16). Jest to wyraźny załom na stoku z okrągłą misą na spłaszczeniu, wypełnioną drobnymi osadami o nieznannej miąższości (Fig. 14). Typ osadu wskazuje na występowanie w tym zagłębieniu zbiornika, a misa powstała na strukturze, która może mieć genezę osuwiskową.

W przekroju kanionu, w Canco, stwierdzone zostały na lewym zboczu osady limniczne o miąższości około 40 m, które są zawieszane około 200 m nad rzeką (Fig. 17, 18). Powstanie zaporowego, stosunkowo krótkotrwałego jeziora, w tym miejscu, związane było prawdopodobnie z zatamowaniem odpływu przez język lawowy, widoczny na prawym zboczu kanionu (Fig. 19).

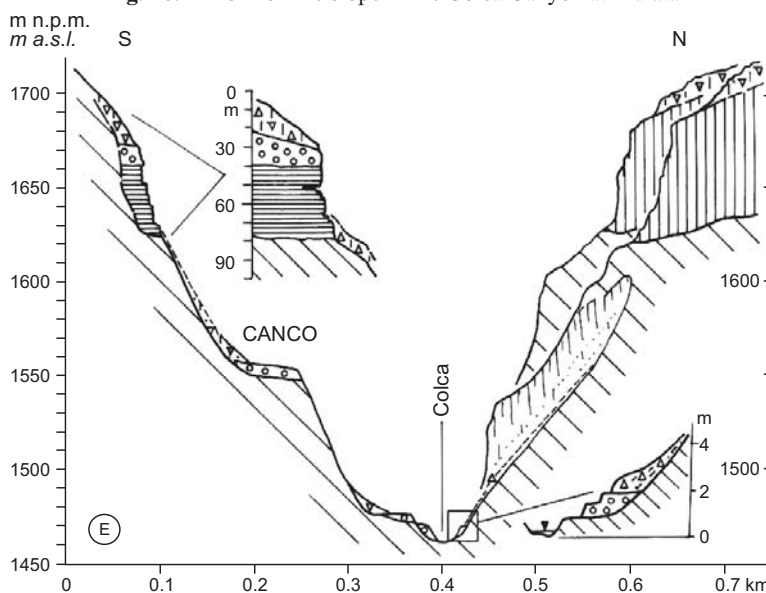
Po przepiłowaniu bariery, rzeka wciniała się w dwóch głównych etapach, czego śladem jest poziom Canco (100 m powyżej poziomu rzeki) oraz terasy towarzyszące współczesnej rzece o wysokości nie przekraczającej 20 m.





**Fig. 16.** Misa na spłaszczeniu w Kanionie Colca koło Malata

**Fig. 16.** “Dish” on the slope in the Colca Canyon at Malata



**Fig. 17.** Przekrój poprzeczny kanionu koło Canco (E). Objaśnienia jak na figurze 3

**Fig. 17.** Section across the canyon near Canco (E). Explanations as in figure 3



**Fig. 18.** Osady jeziorne na lewym zboczu kanionu, nad Canco

**Fig. 18.** Lacustrine sediments on left site of the canyon over Canco



**Fig. 19.** Kanion w Canco z potokiem lawowym na prawym zboczu

**Fig. 19.** Canyon at Canco with lava flow on right site

## WNIOSKI

Wstępna analiza zebranych materiałów w nawiązaniu do istniejącej literatury (Huaman-Rodrigo *et al.* 1993, Eash & Sandor 1995) pozwala na postawienie kilku hipotez. Dolina rzeki Colca powstała wskutek kaptażu i połączenia dwóch niezależnych subsystemów (Fig. 20).



**Fig. 20.** Zakończenie nieodmłodzonej części doliny i początek Kanionu Colca (strefa kaptażu)

**Fig. 20.** End of the “non-rejuvenated” section of the valley and beginning of Colca Canyon (capture zone)

Pierwszym był bezodpływowy subsystem tektonicznych rowów śródgórskich, który powstał prawdopodobnie we wczesnym pliocenie (rozcina on późnomioceniską powierzchnię zrównania Puna/Altiplano, a wczesnoczwartorzędowe dajki wulkaniczne sprzed około 1 miliona lat występują już w jego obrębie). Do formującego się obniżenia nawiązują najwyższe erozyjne, a później akumulacyjne poziomy zachowane na zboczach i w ujściowych odcinkach bocznych dolin. Wraz z postępującym wypiętrzaniem Andów, co prowadziło do aridyzacji klimatu i nasilania się kontrastów klimatycznych, transport poprzeczny osadów spadał, a wzrastała ewapotranspiracja. Dlatego u schyłku pliocenu i we wczesnym plejstocenie obniżenia te mogły być zajęte przez dłuższy czas, prawdopodobnie przez bezodpływowe jezioro, w którym w okresie erupcji wulkanicznych (Mismi) następowała sedymentacja pyłów, a lokalnie dochodziło do wlewania się potoków lawowych do zbiornika (kompleks Hualca Hualca).

Drugim subsystemem była zlewnia cieków należąca do zlewiska Oceanu Spokojnego. W wyniku erozji wstecznej nastąpiło włączenie bezodpływowej kotliny (pierwszy subsystem) wraz z jej całą siecią hydrograficzną do zlewiska Pacyfiku. Erozja wsteczna rozcięła

grzbiet rozgraniczający (koło Pinchollo) w miejscu uwarunkowanym tektonicznie, ponieważ jest to obniżenie będące skrzydłem zrzuconym uskoku o kierunku NNE-SSW, a dodatkowo rozcięcie naśladuje strefę dyslokacyjną o orientacji W-E, na której rozwinęła się cała górna część kanionu. Przeciągnięcie to nastąpiło prawdopodobnie w środkowym plejstocenie i spowodowało w zachodniej części doliny odwrócenie kierunku odpływu (zmiana nachylenia teras) oraz wycięcie w serii limnicznej teras erozyjno-akumulacyjnych. Nawiązujące do tych teras poziomy akumulacyjne zachowane w bocznych dolinach mogą być zbudowane z osadów fluwioglacjalnych, gdyż większość z tych dopływów odprowadza wody z obszarów zlodowaconych w plejstocenie, a nawet współcześnie. Na terasy Rio Colca z bocznych dolin były wsypywane także stożki spływów gruzowych formujące się prawdopodobnie w okresach wilgotniejszych (glacjały), ale głównie w okresach gwałtownych opadów (zjawiska ENSO). Rzeka podcinająca serie limniczne, a także wulkanizm i towarzyszące mu trzęsienia ziemi sprzyjały powstawaniu lokalnych osuwisk, czasem o bardzo dużych rozmiarach (np. Maca), blokujących przepływ i powodujących powstawanie okresowych jezior zaporowych (młodsze serie limniczne z wkładkami gruboklastycznych aluwiów deltowych w częściach dystalnych zbiorników, np. odcinki doliny powyżej Yanque i Maca). Powstawanie tych zbiorników, młody wiek kaptażu, ruchy neotektoniczne kompensujące siłę erozyjną, przeciążenie rzeki koluwiami w „kluczowym” odcinku, bezpośrednio powyżej miejsca kaptażu, są przyczynami tego, że nie nastąpiło odmłodzenie całego profilu podłużnego rzeki.

Również sam kanion modelowany był zarówno przez procesy wulkaniczne, jak i osuwiskowe. Okresowo potoki lawowe powodowały blokowanie odpływu i powstawanie jezior zaporowych, których ślady w postaci osadów limnicznych znajdujemy w rejonie Canco. Z procesami osuwiskowymi związana jest prawdopodobnie charakterystyczna kolistą strukturą stwierdzoną na prawym zboczu kanionu poniżej Tapay (nad ośrodkiem Paradise).

Dalsza analiza zebranych materiałów oraz kontynuacja badań terenowych powinna pozwolić na rozszerzenie i uściślenie wniosków dotyczących etapów ewolucji całego systemu Rio Colca, jak i poszczególnych odcinków.

*Wykonanie badań w Peru było sponsorowane w całości przez Akademię Pedagogiczną w Krakowie (J. Kukulak) oraz częściowo przez IGiPZ PAN w Krakowie (T. Kalicki). Autorzy składają za to podziękowanie macierzystym instytucjom.*

## LITERATURA

- Abbott M.B., Binford M.W. & Kelts K.R., 1997. A 3500 14C yr high-resolution record of water-level changes in Lake Titicaca. Bolivia/Peru, *Quaternary Research*, 47, 169–180.
- Abbott M.B., Wolfe B., Aravena R., Wolfe A.P. & Seltzer G.O., 2000. Holocene hydrological reconstructions from stable isotopes and palaeolimnology, Cordillera Real, Bolivia. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1801–1820.
- Abele G., 1992. Landforms and climate on the western slope of the Andes. *Zeitschrift fuer Geomorphologie Supplement Band – Bd.*, 84, 1–11.
- Baied C. & Wheeler J., 1993. Evolution of high Andean puna ecosystems: Environment, climate, and culture change over the last 12 000 years in the central Andes. *Mountain Research and Development*, 13, 2, 145–156.

- Baker P.A., Seltzer G.O., Fritz S.C., Dunbar R.B., Grove M.J., Tapia P.M., Cross S.L., Rowe H.D. & Broda J.P., 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25 000 years. *Science*, 291, 5504, 640–643.
- Balon J., 1999. Piętrowość środowiska przyrodniczego. [w:] Przeglądowy Atlas Świata, Ameryka Południowa (red. R. Mydel, J. Groch). Fogra, Kraków, 76–78.
- Baucom P.C. & Rigsby C.A., 1999. Climate and lake-level history of the northern Altiplano, Bolivia, as recorded in Holocene sediments of the Rio Desaguadero. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 597–611.
- Beck Jr.M.E., 1998. On the mechanism of crustal block rotations in the central Andes. *Tectonophysics*, 299, 1–3, 75–92.
- Bogowie i ludzie z Huarochiri*, 1985. Wydawnictwo Literackie, Kraków–Wrocław, 1–135.
- Carré M., Bentaléb I., Fontugne M. & Lavallée D., 2005. Strong El Niño events during the early Holocene: Stable isotope evidence from Peruvian sea-shells. *The Holocene*, 15, 42–47.
- Cobb K.M., Charles C.D., Cheng H. & Edwards R.L., 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millenium. *Nature*, 424, 271–276.
- Cross S.L., Baker P.A., Seltzer G.O., Fritz S.C. & Dunbar R.B., 2000. A new estimate of the Holocene lowstand level of Lake Titicaca, central Andes, and implications for tropical palaeohydrology. *The Holocene*, 10, 21–32.
- Cross S.L., Baker P.A., Seltzer G.O., Fritz S.C. & Dunbar R.B., 2001. Late Quaternary climate and hydrology of tropical South America inferred from an isotopic and chemical model of Lake Titicaca, Bolivia and Peru. *Quaternary Research*, 56, 1–9.
- Dembicz A., Makowski J., Malinowski A. & Skoczek M., 1979. Słownik terminów geograficznych Ameryki Łacińskiej. Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Devries T.J., 1987. A review of geological evidence for ancient El Nino activity in Peru. *Journal of Geophysical Research*, 92, C13, 14,471–14,479.
- Dornbusch U., 2005. Glacier-rock glacier relationships as climatic indicators during the late Quaternary in the Cordillera Ampato, Western Cordillera of southern Peru. *Geological Society Special Publication*, 242, 75–82.
- Eash N.S. & Sandor J.A., 1995. Soil chronosequence and geomorphology in a semi-arid valley in the Andes of southern Peru. *Geoderma*, 65, 59–79.
- Farabaugh R.L. & Rigsby C.A., 2005. Climatic influence on sedimentology and geomorphology of the Rio Ramis valley, Peru. *Journal of Sedimentary Research*, 75, 1, 12–28.
- Fontugne M., Usselman P., Lavallée D., Julien M. & Hatté C., 1999. El Nino variability in the coastal desert of southern Peru during the mid-Holocene. *Quaternary Research*, 52, 171–179.
- Gałaś A. & Paulo A., 2005. Karłowate wulkany formacji Andahua w Południowym Peru. *Przegląd Geologiczny*, 53, 320–326.
- Goodman A.Y., Rodbell D.T., Seltzer G.O. & Mark B.G., 2001. Subdivision of glacial deposits in southeastern Peru based on pedogenetic development and radiometric ages. *Quaternary Research*, 56, 31–50.
- Goy J.L., Machare J., Ortlieb L. & Zazo C., 1992. Quaternary shorelines in southern Peru: a record of global sea-level fluctuations and tectonic uplift in Chala Bay. *Quaternary International*, 15–16, 99–112.

- Hampel A., 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: Are-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 2, 665–679.
- Holmgren C.A., Betancourt J.L., Rylander K.A., Roque J., Tovar O., Zeballos H., Linares E. & Quade J., 2001. Holocene vegetation history from fossil rodent middens near Arequipa, Peru. *Quaternary Research*, 56, 2, 242–251.
- Hsu J.T., 1992. Quaternary uplift of the Peruvian coast related to the subduction of the Nazca Ridge: 13.5 to 15.6 degrees south latitude. *Quaternary International*, 15–16, 87–97.
- Huaman-Rodrigo D., Chorowicz J., Deffontaines B., Guillaude R. & Rudant J.P., 1993. Cadre structural et risques géologiques étudiés à l'aide de l'imagerie spatiale: La région du Colca (Andes du Sud Pérou). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, 6, 807–818.
- Jaillard E. & Soler P., 1996. Cretaceous to Early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, 259, 41–53.
- Kalicki T. & Kukulak J., 2007a. Badania geomorfologiczne nad rozwojem doliny i kanionu Colca (Andy Peruwiańskie) w czwartorzędzie [w:] *Polskie badania środowiska przyrodniczo-kulturowego w Ameryce Łacińskiej* (red. Z. Mirek, A. Flakus). Materiały ogólnopolskiej konferencji naukowej, 28–30.05.2007, Kraków, 52–53.
- Kalicki T. & Kukulak J., 2007b. Formowanie sieci rzecznej zachodniego skłonu Andów Peruwiańskich na przykładzie doliny Rio Colca [w:] *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady* (red. E. Smolska, D. Giriat). UW Warszawa, 245–257.
- Kane R.P., 1999. Rainfall extremes in some selected parts of Central and South America: ENSO and other relationships reexamined. *International Journal of Climatology*, 19, 4, 423–455.
- Kaszowski L., 1992. Altitudinal alteration of the morphological systems in the Rio Checras basin of the Peruvian Andes. *Geographia Polonica*, 60, 25–32.
- Keefer D.K., Moseley M.E. & DeFrance S.D., 2003. A 38 000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Niño events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 1–3, 41–77.
- Kissel C., Laj C., Surmont J., Macedo-Sanchez O. & Mitouard P., 1992. South American active margin: Andean deflections and crustal thickening. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163, 4, 371–380.
- Kubiawicz L., 1975. *Słownik geografii Ameryki*. Wiedza Powszechna, Warszawa, 1–712.
- Lamb S. & Davis P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425, 792–797.
- Lauer W., 1993. Human development and environment in the Andes: a geoecological overview. *Mountain Research and Development*, 13, 2, 157–166.
- Leffler L., Stein S., Mao A., Dixon T., Ellis M.A., Ocola L. & Selwyn Sacks I., 1997. Constraints on present-day shortening rate across the central eastern Andes from GPS data. *Geophysical Research Letters*, 24, 9, 1031–1034.
- Lorenc H., 1999. El Niño [w:] *Nowa encyklopedia powszechna PWN*, Suplement, 7, 808–811.

- Macedo-Sanchez O., Surmont J., Kissel C., Mitouard P. & Laj C., 1992. Late Cainozoic rotation on the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes. *Tectonophysics*, 205, 65–77.
- Magilligan F.J. & Goldstein P.S., 2001. El Niño floods and culture change: A late Holocene flood history for the Rio Moquegua, southern Peru. *Geology*, 29, 5, 431–434.
- Mapa geológico del cuadrángulo de Chivay (actualizado) 1 : 100 000 (digital). 2001. INGEMMET.
- Megard F., 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141, 5, 893–900.
- Mercier J.L., Sébrier M., Lavenu A., Cabrera J., Bellier O., Dumont J.F. & Machare J., 1992. Changes in the tectonics regime above a subduction zone of Andean type: The Andes of Peru and Bolivia during the Pliocene–Pleistocene. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11 B8, 945–982.
- Messerli B., Grosjean M., Bonani G., Bürgi A., Geyh M.A., Graf K., Ramseyer K., Romero H., Schotterer U., Schreier H. & Vuille M., 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18 000 years: a preliminary synthesis. *Mountain Research and Development*, 13, 2, 117–127.
- Okołowicz W., 1969. *Klimatologia ogólna*. PWN, Warszawa, 1–221.
- Ollier C., 1987. *Tektonika a formy krajobrazu*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rein B., Luckge A., Reinhardt L., Sirocko F., Wolf A. & Dullo W.C., 2005. El Niño variability of Peru during the last 20 000 years. *Paleoceanography*, 20, 4.
- Rigsby C.A., Baker P.A. & Aldenderfer M.S., 2003. Fluvial history and human occupation of the Rio Ilave valley, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165–185.
- Sandweiss D.H., Maasch K.A., Burger R.L., Richardson III J.B., Rollins H.B. & Clement A., 2001. Variation in Holocene El Niño frequencies: Climate records and cultural consequences in ancient Peru. *Geology*, 29, 7, 603–606.
- Sébrier M., Lavenu A., Fornari M. & Soulas J., 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3, 85–106.
- Sébrier M., Mercier J.L., Mégard F., Laubacher G. & Carey E., 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in central Andes of South Peru. *Tectonics*, 4, 7, 739–780.
- Seltzer G.O., 1990. Recent glacial history and paleoclimate of the Peruvian-Bolivian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9, 137–152.
- Seltzer G.O., 1992. Late Quaternary glaciation of the Cordillera Real, Bolivia. *Journal of Quaternary Science*, 7, 2, 87–98.
- Seltzer G.O., 1993. Late Quaternary glaciation as a proxy for climate change in the Central Andes. *Mountain Research and Development*, 13, 2, 129–138.
- Seltzer G.O., Baker P., Cross S., Dunbar R. & Fritz S., 1998. High-resolution seismic reflection profiles from Lake Titicaca, Peru-Bolivia: Evidence for Holocene aridity in the tropical Andes. *Geology*, 26, 167–170.
- Seltzer G.O., Rodbell D.T., Baker P.A., Fritz S.C., Tapia P.M., Rowe H.D. & Dunbar R.B., 2002. Early warming of tropical South America at the last glacial-interglacial transition. *Science*, 296, 5573, 1685–1686.

- Słownik geografii świata*. 1977. Wiedza Powszechna, Warszawa, tom I i II.
- Szemiński J. & Ziółkowski M., 2006. *Mity, rytuały i polityka Inków*. PIW, Warszawa.
- Thouret J.-C., Finizola A., Fornari M., Legeley-Padovani A., Suni J. & Frechen M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113, 12, 1593–1610.
- Tudhope A.W., Chilcot C.P., McCulloch M.T., Cook E.R., Chappell J., Ellam R.M., Lea D.W. & Shimmield G.B., 2001. Variability in the El-Niño Southern Oscillation Through a Glacial-interglacial Cycle. *Science*, 291, 1511–1517.
- Veit H., 1993. Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (northern Chile): an overview. *Mountain Research and Development*, 13, 2, 139–144.
- Wells L.E., 1987. An alluvial record of El Niño events from northern coastal Peru. *Journal of Geophysical Research*, 92, C13, 14463–14470.
- Wells L.E., 1990. Holocene history of the El Niño phenomenon as recorded in flood sediments of northern coastal Peru. *Geology*, 18, 1134–1137.
- Zeilinger G. & Schlunegger F., 2007. Possible flexural accommodation on the eastern edge of the Altiplano in relation to focussed erosion in the Rio La Paz drainage system. *Terra Nova*, 19, 373–380.

## Summary

Project “Quaternary evolution of the Colca Canyon (Peruvian Andes) – role of structure, neotectonics and climatic changes” was realised during expedition in 2006. Geomorphological mapping was carried out both in the Colca Valley between Chivay and Madrigal (section of 30 km length) and in Colca Canyon upstream of Canco (10 km section near Cabanaconde and three cross sections) was conducted, and also reconnaissances in valleys of tributaries: Huaruro, Huambo and Andauha/Ayo (Fig. 1).

The Colca River valley between Chivay and Madrigal is tectonically controlled. There are two grabens of V-shape pattern, first one upstream of Chivay striking NNE-SSW, and the second one downstream of Achoma (Achoma–Madrigal), oriented NW-SE, connected by gauge section between Yanque and Achoma which was formed in a tectonic zone. Average slope of the river on this section reaches 16,7‰ (Fig. 2). Three sections with different morphology and processes modelling bottom and sides of the valley can be distinguished in the Colca Valley.

The first section near Chivay is located in the end of “Chivay graben”. Mouths of steep valleys of Colca tributaries from the east and south occur here. These valleys are erosional cuts of the plateau edge on 4800–4900 m a.s.l. (Figs 1, 2 – section 1). Giant debris flows from these valleys, probably caused by rainfalls during El Niño, accumulated high (2–10 m) debris flow tongues on their alluvial fans. Diameter of blocks, transported by them, reaches up to 7 m. Colluvial sediments are cut by the Colca tributaries. However, the power of rivers is too small to transport coarse fraction and only finer sediments are washed out. Deposits of torrential fans cover local gravel alluvia of the Colca River in the valley bottom (Fig. 3). Also, about 3 km downstream of Chivay lacustrine series with some intercalations of coarse alluvial gravels occurs for the first time (Fig. 4). It reflects a periodic accumulation of pra-Colca’s delta deposits into the lake.



The second section Yanque–Achoma is almost similar with river's gauge between two grabens (Figs 1, 2 – section 2). The presence of outcrops in various places of river bed and valley sides of thick (above 200 m) series of lacustrine sediments is very characteristic for this section (Fig. 5). White, usually silty (only fine sandy in lower part) deposits, locally marly ones with horizontal bedding can be macroscopically identified as tuffites. These are often tectonically disturbed; therefore, individual members have different inclination, e.g. at Maca, Lari and Yanqui sites (Fig. 6). These sediments, contrary to the first reach of the valley, have not intercalations of coarse alluvia. For dating of this series the most important outcrop is that located near Achoma at about 3450 m a.s.l., where the lacustrine series is covered with lava flow with hexagonal columns (Figs 5, 7). Contact of these two series (thin lava layer inside lacustrine deposits) suggests that lava flowed into the existing lake. According to geological map (Mapa... 2001), it took place at the turn of the Pliocene and Quaternary (about 1.8 Ma BP), because lacustrine series (Qpl-cvm/tbk) is connected with Mismi eruption and lava flow with the following andesite (Qpl-hh/an1) of the volcanic complex Hualca Hualca. The highest, as datings of lacustrine series shows, erosional level (I-3550 m) of Pliocene, occurs above lacustrine sediments (Figs 5, 8). It consists of horizontally stratified sandy-gravel deposits. The next erosional-accumulation terraces are cut in the lacustrine sediments. Correlation of levels is very complicated, due to their quantity and height, which could have been disturbed by neotectonic movements. It seems likely, however, that two main higher levels (II – 3400 m i III – 3300–3320 m) and some (3–4) lower ones (e.g. IV – 3270–3250 m n.p.m.) could be distinguished along the river bed (Fig. 9). Eash and Sandor (1995) distinguished near Coporaque up to 3350 m a.s.l. 7 levels: present-day flood plain (A1), alluvial terraces (A2 and A3) and higher levels, probably eskers. Surfaces A2–A7 are mostly accumulative levels with thick fill of gravels and sands, for example A4 near Coporaque and Yanque (100 m) or A6 near the mouth of Rio Picomayo (200–250 m). Parts of higher surfaces (A5–A7) are erosional levels (strath terraces) cut in volcanic bedrock, overlain by sediments (thickness below 5 m). The highest surface (high plateau – HP) is part of the Altiplano and covered by sediments of different origin. Sediments of levels vary vertically and laterally. Some areas particularly on level A3, receive much lateral seepage and have poorly drained soils. Alluvial fans and piedmont surfaces occur along the valley site and they grade into levels A4–A5, and erosional piedmont surfaces grade to levels A6–A7. Deposits of rhythmically laminated fine sands and silts are found beneath alluvial and colluvial surfaces from the Rio Colca up to A6 in some areas. Architecture of these sediments is very similar to fluvio-glacial deposits but they could be also slack water deposits.

Andesitic dikes near Achoma within the Colca Valley were dated at 0.2–1.0 Ma BP (Sebrier *et al.* 1985). It indicates major downcutting in the Neogene or Early Quaternary (Eash & Sandor 1995). Two andesitic lava flows overlying alluvia northward of Chivay below the level A6 were K/Ar dated at 172 ka±14 ka BP and 64 ka±14 ka BP. The younger flow forms a surface at about the same elevation as level A5, and appears to be the same flow extending eastward of Coporaque. Level A4 is cut into these andesitic lava flows. Organic matter in the buried A horizon (1.12–1.23 m depth) on level A2 was dated at 1610±70 BP (Eash & Sandor 1995).

Landslides play very important role in the third section Maca–Madrigal, located in the second graben (Figs 1, 2 – section 3; Fig. 10). The biggest landslide, probably caused by the

above-mentioned fault line, is situated on left valley side at Maca (Fig. 11). Landslide scar has semicircular shape and radius about 2 km. It agrees on a long distance with face scarp of a normal fault, which is relatively insignificantly cut by straight ravines. Landslide movements include also lacustrine sediments in the valley bottom, which resemble those of the previous section. However, on a large area of landslide this fine series have been washed out by the river. Therefore, blocks of stone, which build valley side above Maca, occur in the landslide and in the river bed. Common secondary edges, cracks, terraces, small lakes on landslide tongue prove its activity in the lower part, probably mainly during rainy season. Relief of the landslide is stable in the upper part, because old landslide lake filling is there preserved at Maca settlement. These white, fine sediments (diatomites?) are more than 2 m thick and have well-developed soil in the top. Furthermore, on the other side of the Colca River at Lari and Madrigal, large landslides are developed but only on the lacustrine sediments in the valley bottom (Fig. 12). Their landslide tongues reach also to the bed, so that river pattern is determined by them. Water wash out fine fraction of colluvia though coarse one in the river bed block the bottom erosion. Landslides also prevented origin of lower erosional-accumulation terraces cut in lacustrine series or completely destroyed them (Fig. 13). The top of this series near Madrigal reaches about 3220 m and is covered with colluvia and gravels. Above lacustrine deposits some erosional-accumulation terraces are cut in colluvia. However, inclination of all these levels is opposite to slope of present-day valley. It indicates eastward direction of older outwash and fluvial transport.

The Canyon Colca (Figs 1, 2; sections 4–6) developed on tectonic lines and consists of two straight reaches (E-W and NE-SW). Average slope of the river upstream of Canco is 42.5‰ (Fig. 1B).

On two cross-sections near Cabanaconde–Tapay on left side of the canyon, four levels of coarse gravels have been found. The highest one occurs about 150 m above the river (Fig. 14). Better preserved levels of older valley bottoms occur only in tributary valleys (Fig. 15), which in mouth part are changing into systems of steep cut-and-fill alluvial fans. They are built of gravel-sandy deposits with single angular and subangular blocks, which reflect short transport and delivery of material from nearby slopes rising some thousands meters above the valley bottom. Selective weathering and mass movements lasting enough long caused origin of well-developed earth pyramids. Alluvia of the Colca terrace on right bank near bridge at Tapay consist of intercalations of block layers and coarse gravel layers. This type of sedimentation may suggest high, periodic discharge differentiation and the coarsest fraction could have been transported only by debrisflows during El Niño climatic oscillation. A very interesting landform was discovered on the right side of the canyon above touristic village Paradise (Fig. 16). It is a flat part within canyon slope with circular depression filled with fine sediments of unknown thickness (Fig. 14). Type of deposits suggests existence of a lake in this depression and the whole structure might have landslide origin.

Lacustrine sediments were discovered on the left side of the canyon at Canco. These are about 40 m thick and occur about 200 m above the river (Figs 17, 18). Origin of this relatively short-lasting lake could be connected with damming outflow by lava flow, which can be seen on the right side of the canyon (Fig. 19). After cutting through this barrier, the river incision proceeded in two main stages, the traces of which are level Canco (100 m above the river) and terraces (up to 20 m) along the recent Colca River.

Present-day valley of the Colca River is a result of capture and joining of two independent subsystems (Fig. 20). The first one was endorheic subsystem of intermountain grabens from the Early Pliocene, filled with a lake in the end of the Pliocene and the beginning of the Pleistocene. During volcanic eruptions ashes were deposited and lava flows locally reached the lake. The second subsystem was a drainage basin of a river, which flowed to the Pacific Ocean. As a consequence of headward erosion, endorheic grabens (1. subsystem) with the whole drainage pattern were included in the Pacific drainage basin. The range near Pinchollo was erosionally cut in a tectonically controlled place. Firstly, it is depression of a downthrow block of a fault oriented NNE-SSW and moreover, the cut is connected with a fracture line striking W-E, on which the whole upper section of the canyon developed. The capture took place probably in the middle Pleistocene and caused incision and formation of erosional-accumulation terraces cut in lacustrine series and also reorientation of outflow in the western part of the valley (change of direction of terrace slope). However, until now lack of changes (rejuvenation) of longitudinal profile of the Colca Valley is observed. It could be caused by young age of the capture, neotectonic movements, and also river overloading by colluvia directly upstream of the capture place.

The canyon itself was also formed by volcanic and landslide processes. Lava flows periodically dammed river outflow producing a lake, the traces of which like lacustrine sediments occur near Canco. A characteristic semicircular structure occurring on the right side of the canyon near Tapay (above touristic village Paradise) could be probably associated with landslide processes as well.