

NATURALNE I ANTROPOGENICZNE PRZYCZYNY POWSTAWANIA I REAKTYWACJI RUCHÓW MASOWYCH NA OBSZARZE MIEJSKIM GDYNI ORAZ ZWIĄZANE Z NIMI ZAGROŻENIA

CAUSES OF NATURAL AND ANTHROPOGENIC MASS MOVEMENTS IN GDYNIA

ANNA MAŁKA¹, JERZY FRYDEL¹, LESZEK JURYS¹

Abstrakt. W artykule przedstawiono na wybranych przykładach analizę naturalnych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju ruchów masowych na obszarze miejskim Gdyni. Przedmiotem badań były rozległe zespoły osuwisk klifowych w Babich Dołach oraz na Cyplu Oksywskim i Cyplu Redłowskim o powierzchniach przekraczających 4 ha. Obszarowo są to formy dominujące, ponieważ zajmują ponad 60% powierzchni wszystkich gdyńskich osuwisk. Analizą objęto również niewielkie osuwiska (o powierzchni mniejszej niż 0,1 ha) o genezie antropogenicznej położone na obszarze miejskim. Ilościowo jest ich najwięcej. Współcześnie najbardziej aktywnym pod względem ruchów masowych brzegiem klifowym Zatoki Gdańskiej jest Cypel Redłowski. Tempo cofania wybrzeża klifowego, obliczone za pomocą naziemnego skaningu laserowego (TLS) na podstawie serii danych z lat 2010–2015, wynosi od 0 do blisko 5 m, czyli maksymalnie dochodzi do 1 m na rok. Natomiast średnie tempo erozji w latach 2010–2015 wyznaczone w odniesieniu do przebiegu górnej krawędzi Cypla Redłowskiego na odcinku pomiędzy 81,45 a 81,55 km linii brzegowej było równe 0,23 m na rok. Dla porównania, w przeszłości tempo cofania Cypla Oksywskiego charakteryzowało się większą intensywnością. Na początku XIX w. osuwisko na Cyplu Oksywskim miało katastrofalny przebieg i spowodowało całkowite zniszczenie posadowionych tam fortyfikacji. Od ponad stu lat jest ono chronione przed abrazją morską za pomocą opaski brzegowej. Osuwiska klifowe są inicjowane przez procesy abrazji morskiej, na które największy wpływ mają sztormy. Ważnym impulsem sprawczym dla ruchów masowych występujących w Gdyni są również nawalne opady deszczu o sumie dobowej przekraczającej 100 mm. Do opadów takich doszło w Gdyni w 2016 r., obserwowano wówczas wzmożone ruchy osuwiskowe, które spowodowały znaczne straty materialne.

Słowa kluczowe: ruchy masowe, uwarunkowania środowiskowe i antropogeniczne, geozagrożenia, wybrzeże klifowe, obszar miejski Gdyni.

Abstract. Large group of the natural coastal landslides in the area of Gdynia (Babie Doły, Oksywie and Redłowo) are dominant and cover an area of about 4 ha (*i.e.* 60% of the area studied). The anthropogenic landslides, on the other hand, are more numerous but not bigger than 0.1 ha and occur within the town area. Cypel Redłowski is the most active cliff of the Bay of Gdańsk. There the erosion causes significant retreat of the coastline. The pace of that backward movement calculated by means of Terrestrial Laser Scanning (TLS), between years 2010 and 2015 was between 0 to almost 5 metres. During the same time the Cypel Redłowski retreated from 81.45 to 81.55 km, *i.e.* at a pace of 0.23 metres a year. The pace of retreat in the Cypel Oksywski was even faster in the past. There the active landslides caused total damage of the fortifications built at the beginning of the 19th century. Prevention against landslides caused by the marine erosion has been applied for over a hundred years now. The marine erosion is the most significant trigger of the coastal landslides. The intensity of the erosion depends on the frequency of storms. Heavy rains exceeding 100.0 mm per 24 hours also trigger mass movements in the Gdynia area. Such event took place in Gdynia in 2016. At that time a landslide movement causing extensive damage was recorded.

Key words: mass movements, environmental and anthropogenic factors, geohazards, cliffed coast, Gdynia town area, Poland.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: anna.malka@pgi.gov.pl, jerzy.frydel@pgi.gov.pl, leszek.jurys@pgi.gov.pl.

WSTĘP

Niemal 20% obszaru Polski jest podatne na powstawanie osuwisk, a rejonem najbardziej do tego predysponowanym są Karpaty, gdzie dotychczas udokumentowano ok. 58 tys. osuwisk (Wójcik, Wojciechowski, 2016). Na obszarach nizinnych ruchy masowe rejestrowano głównie na zboczach dolin rzecznych (Tyszkowski, 2014) i w otoczeniu sztucznych zbiorników wodnych (m.in. Banach i in., 2013; Kaczmarek i in., 2015). Osuwiska występują również wzdłuż klifowego wybrzeża Bałtyku (m.in. Pawłowski, 1922; Subotowicz, 1982; Kaulbarsz, 2005; Winowski, 2015). Powstają one wskutek oddziaływania czynników naturalnych, ale mogą mieć także genezę antropogeniczną (Jurys i in., 2014). Obecnie udokumentowana liczba osuwisk występujących na terenach nizinnych jest o rząd wielkości niższa niż w przypadku Karpat. W ramach działań państwowej służby geologicznej (PSG) w latach 2007–2015 ogółem wykartowano w Polsce pozakarpackiej 1039 osuwisk, w tym 196 w województwie pomorskim (Michalik, 2015). Należy jednak zaznaczyć, że systematycznymi badaniami wg metodyki Systemu Osłony Przeciwoświsowej – SOPO (Grabowski i in., 2008) objęto jedynie trzy powiaty (na 20 istniejących). Skala zagrożeń tymi zjawiskami i ich skutki ściśle zależą od zagospodarowania terenu. Współcześnie podchodzi się całościowo do problematyki zarządzania ryzykiem osuwiskowym, którego pierwszy etap stanowią ocena uwarunkowań środowiskowych (tzw. czynników pasywnych) oraz inwentaryzacja dotychczasowych ruchów masowych (m.in. Alleoti, Chowdhury, 1999; Glade i in., 2005; Mrozek, 2008).

Celem artykułu jest analiza geośrodowiskowych i antropogenicznych przyczyn powstawania osuwisk na obszarze Gdyni. Ruchy masowe charakteryzują się tutaj dużą zmiennością w czasie i przestrzeni. Poznanie czynników biernych mających wpływ na tworzenie się osuwisk ma kluczowe znaczenie w ocenie podatności terenu na występowanie tych ruchów. Wiedza ta pomaga również w opracowywaniu skutecznej i długotrwałej stabilizacji stoków/zboczy. Warunki powstawania osunięć ziemi w Trójmieście przedstawiono we wcześniejszych artykułach (Jurys i in., 2014; Małka, 2015a). Zjawiska te na terenie Gdyni, ze względu na ich występowanie na obszarze wybrzeża morskiego lub w jego sąsiedztwie, charakteryzują się dużą różnorodnością, dlatego w artykule szczegółowo przedstawiono kompleksową analizę oddziaływań środowiskowych oraz antropogenicznych na powstawanie i odmładzanie ruchów masowych.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Gdynia jest stosunkowo młodym miastem, prawa miejskie uzyskała 4 marca 1926 r. Dynamiczny rozwój wybudowanego w tym mieście portu i w związku z tym szybki napływ ludności sprawiły, że w ciągu kilkudziesięciu lat po nadaniu praw miejskich Gdynia przekształciła się w jedno z większych miast Polski, stanowiąc integralną część aglo-

meracji Trójmiasta. Pod względem geomorfologicznym obszar tego miasta znajduje się w obrębie wysoczyzn polodowcowych Pojezierza Kaszubskiego oraz Pobrzeża Kaszubskiego (fig. 1) (Kondracki, 1998). Najbardziej istotną cechą rzeźby Pobrzeża Kaszubskiego na obszarze Gdyni są płaty wysoczyznowe Kępy Oksywskiej i Kępy Redłowskiej, rozcięte głęboko (50–100 m) przez Pradolinę Kaszubską (Meander Kaszubski) i Obniżenie Redłowskie. Od południa Gdynia graniczy z Gdańskiem i Sopotem; od północy – z powiatem puckim, od północy i północnego zachodu – z powiatem wejherowskim i kartuskim (fig. 1). Wschodnia granica miasta ma charakter naturalny i przebiega wzdłuż brzegu morskiego na długości 11,5 km (bez uwzględnienia linii brzegowej portu morskiego). W przeważającej mierze (74% linii brzegowej) wybrzeże morskie ma tu charakter klifowy.

Obszar miejski Gdyni wraz z wybrzeżem znajduje się w strefie występowania osadów czwartorzędowych o różnej miąższości – od kilku do kilkudziesięciu metrów (zwykle 20–40 m). Bezpośrednie podłoże tych osadów tworzą głównie utwory miocenu. Ogólnie miocen jest wykształcony w postaci iłów, mułków, piasków kwarcowych, miejscami z domieszką żwirów, warstw i soczew węgla brunatnego. Wychodnie skał miocenijskich są z reguły niewielkie powierzchniowo i pojawiają się w środkowej części Kępy Oksywskiej w rejonie Babich Dołów oraz w północnej części Kępy Redłowskiej (Kaulbarsz, 2005; Sokołowski, 2014; Woźniak, Czubla, 2014a, b). W większości powierzchnia terenu Gdyni jest zbudowana z osadów stadiału górnego zlodowacenia wisły, jedynie w strefach krawędziowych wysoczyzn i w zboczach rozcinających je głębokich dolin pojawiają się osady stadiału środkowego (Pikies, 2001) (fig. 2). Profil stadiału górnego rozpoczynają piaski i żwiry, miejscami mułki wodnolodowcowe. Stropowe sekwencje tych osadów są widoczne w odsłonięciach klifu Kępy Oksywskiej. Iły, mułki i piaski zastoiskowe (starsze) są słabo rozwinięte i rozpoznane jedynie w kilku miejscach, m.in. w południowej części Kępy Oksywskiej, gdzie podścielają gliny zwałowe. Duże obszary terenu Gdyni pokrywają brązowordzawe gliny zwałowe stadiału górnego (fig. 2). Budują one wysoczyzny Kępy Oksywskiej, Kępy Redłowskiej i Pojezierza Kaszubskiego. W ich stropie znajdują się piaski i żwiry lodowcowe. Miąższość tych osadów jest niewielka – wynosi kilka metrów (Pikies, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz, 2013a, b). Na obszarze wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego występują one bezpośrednio na powierzchni terenu (fig. 2). Wśród osadów lodowcowych, bezpośrednio na powierzchni lub na różnych głębokościach, niekiedy pojawiają się kry glacialne miocenu wyniesione ze swojego pierwotnego położenia i zaburzone glacitektonicznie (Pazdro, 1960; Mojski, 1979a, b). Największą, po osadach lodowcowych, część obszaru Gdyni zajmują piaski i żwiry wodnolodowcowe. Pojawiają się one głównie w dnie Obniżenia Redłowskiego (fig. 1, 2). Ich miąższość dochodzi do 10 m. Na obszarze Gdyni osady holocenijskie występują w różnych facjach – od morskich i eolicznych piasków w strefie brzegowej, do utworów bagicznych, rzecznych, jeziornych, wietrzeniowych i pokryw

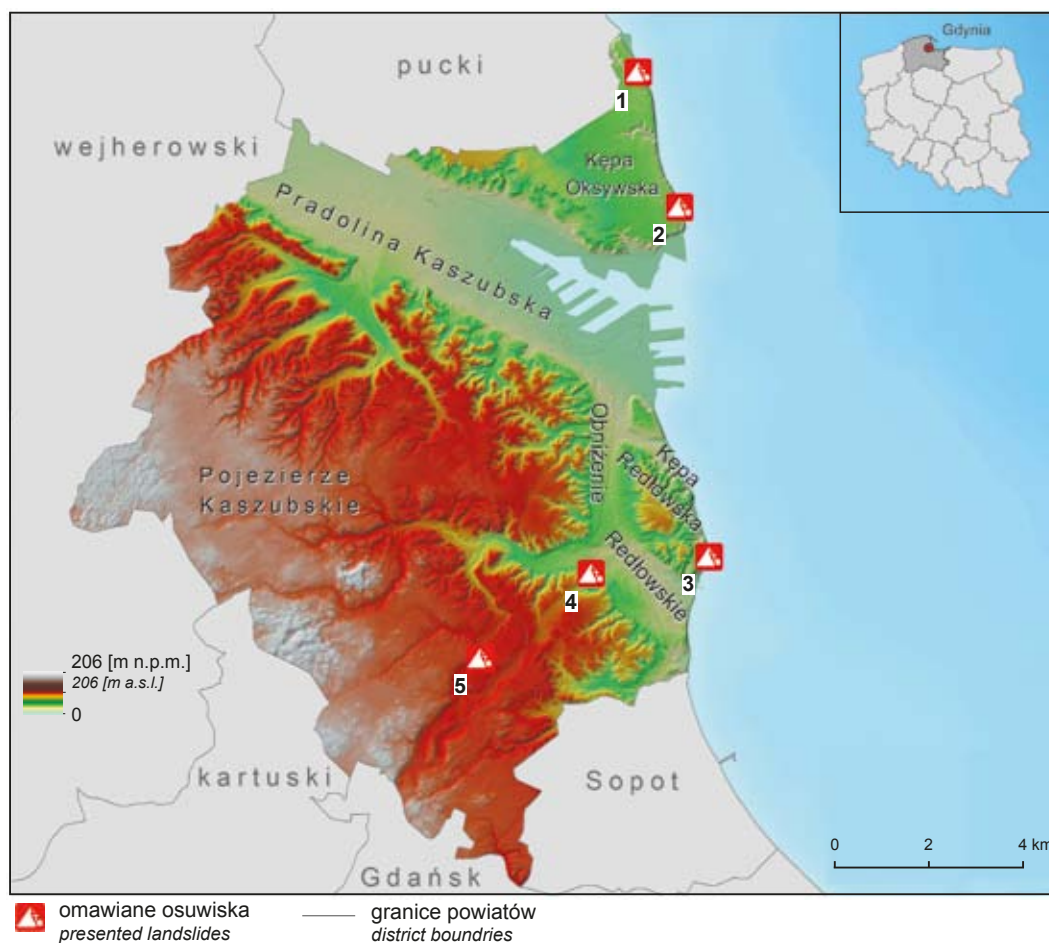


Fig. 1. Położenie obszaru badań i omawianych osuwisk

Numerы osuwisk na mapie: 1, 2 – Kępa Oksywska, 3 – Kępa Redłowska, 4 – ul. Łowicka, 5 – ul. Orna

The location of a study area and presented landslides

Landslide numbers on the map: 1, 2 – Kępa Oksywska, 3 – Kępa Redłowska, 4 – Łowicka Street, 5 – Orna Street

deluwialnych (fig. 2). Wyścielają one obniżenia terenu, w tym Meander Kaszubski, i pokrywają dna większych dolin rzecznych (Mojski 1979a, b; Pikies, 2001; Pikies, Zaleszkiewicz 2013a, b) (fig. 2).

CHARAKTERYSTYKA GEOŚRODOWISKOWYCH UWARUNKOWAŃ RUCHÓW MASOWYCH

Gdynia jest położona w strefie brzegowej Zatoki Gdańskiej, co powoduje, że występują tu osuwiska klifowe inicjowane przez procesy abrazji morskiej, często o charakterze periodycznym. Największy wpływ na abrazję morską mają **sztormy**. Na przykład w dniach 11–12 czerwca 1967 r. burza morską spowodowała na Kępie Oksywskiej cofnięcie podstawy klifu o ok. 3,6 m (Słomianko i in., 1968). Na zmiany brzegów morskich mają również wpływ **ruchy eustatyczne**. Określenie skali tych procesów jest możliwe m.in. dzięki pomiarom mareograficznym, prowadzonym od ponad 50 lat w Gdyni przez Oddział Morski

Institutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Dane uzyskane na stacji pomiarowej Gdynia w okresie 1951–2008 wskazują na podnoszenie się poziomu morza w tempie ok. 0,2 cm na rok, czyli o ponad 10 cm w ciągu 57 lat. W sezonie zimowym obserwowano wzrost tempa podnoszenia się poziomu morza osiągający 0,3 cm na sezon. Niższe, choć istotne statystycznie, jest tempo wzrostu średniego poziomu morza w sezonie letnim (Jakusik i in., 2010). Na aktywność geodynamiczną brzegów klifowych szczególnie wpływ mają spiętrzenia sztormowe, gdy poziom morza w czasie kilku godzin może wzrosnąć do 1,0–1,5 m powyżej poziomu średniego (Dobrcki, Uścińowicz, 2010). W latach 1971–2009 średnia roczna liczba dni, w których występował sztorm (siła wiatru w skali Beauforta – 8 i więcej) wyniosła 13,41, przy czym maksymalną liczbę dni sztormowych (23) zanotowano w latach 1980 i 1988, natomiast minimalną (4) w 2006 r. (Formela, Marsz, 2011). Częstość i siła sztormów na Bałtyku ma niestabilny charakter i nie wykazuje, w przeciwieństwie do ruchów eustatycznych, rosnącego trendu długookresowego.

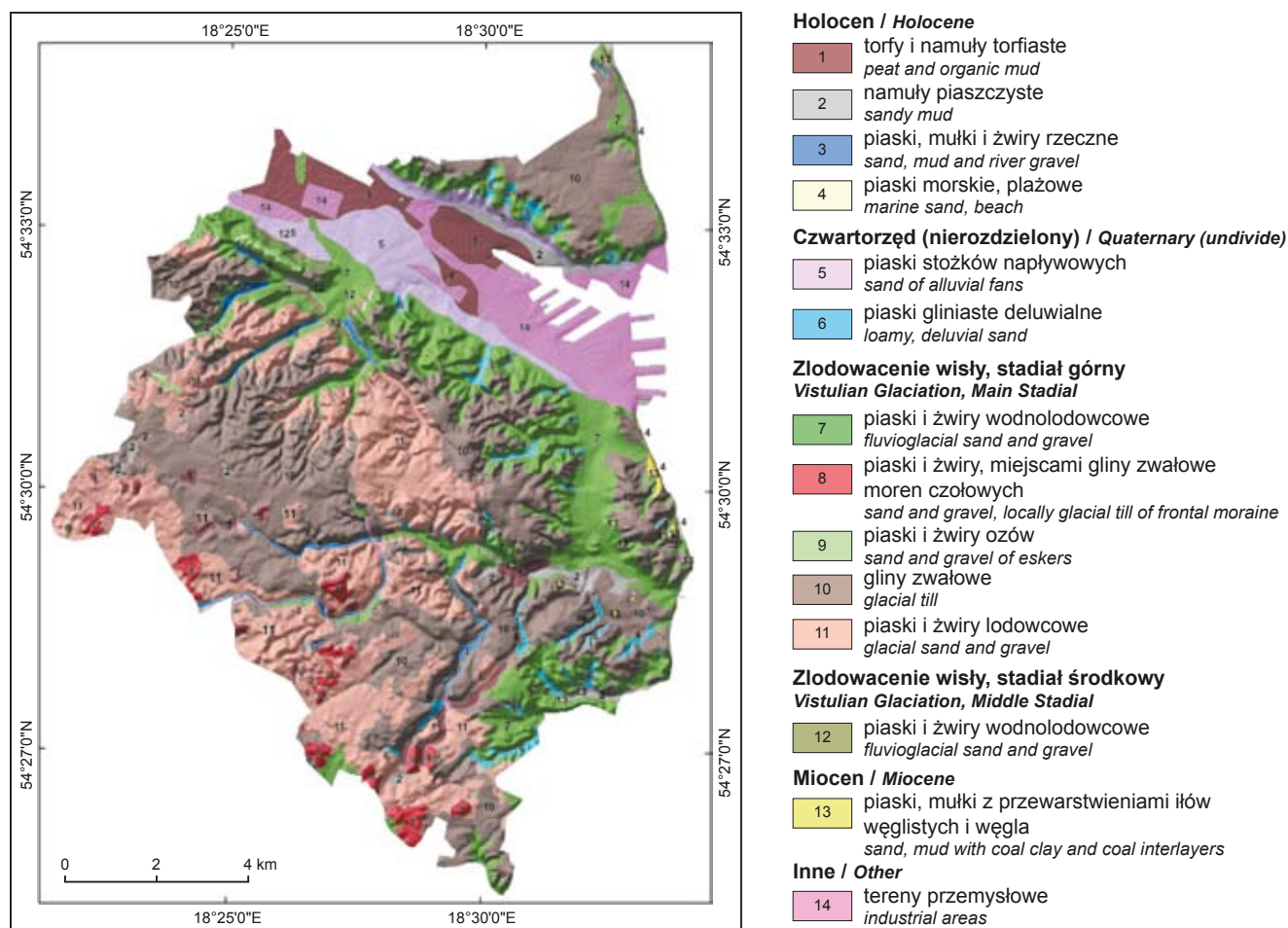


Fig. 2. Uproszczona mapa geologiczna Gdyni przedstawiająca rozmieszczenie osadów powierzchniowych (Mojski, 1979a, b; Pikies, Zaleszkiewicz, 2004; zmienione)

The simplified geologic map shows the general distribution of surficial sediments in Gdynia (Mojski, 1979a, b; Pikies, Zaleszkiewicz, 2004; changed)

Opady atmosferyczne są kolejnym czynnikiem, który powoduje inicjację i rozwój ruchów masowych. Średnie roczne sumy opadów rejestrowane na obszarze miejskim Gdyni wynoszą 535 mm (Miętus i in., 2003) i są mniejsze niż na obszarach sąsiednich². W przypadku Gdyni w ciągu ostatnich 50 lat obserwuje się tendencję spadkową. Średnia roczna liczba dni z opadem ≥ 10 mm w latach 1981–2000 wyniosła 13, z czego ok. 10 dni przypadło na półrocze ciepłe (Miętus i in., 2003). Średnia częstość występowania opadów intensywnych w latach 1981–2000 wyniosła dwa, trzy przypadki w sezonie, najczęściej w lipcu, sierpniu i październiku. Ich intensywność nie przekraczała natomiast wartości opadów ulewnych III stopnia³ (Malinowska, Miętus, 2010).

² Na przykład średnia roczna suma opadów atmosferycznych w Gdańsku wynosi 545 mm (Filipiak, 2011).

³ W Polsce klasyfikacja opadów została opracowana przez Chomicza w 1951 r. Podstawą identyfikacji opadów jest wskaźnik wydajności opadu (K) definiowany jako iloraz sumy opadu (mm) i pierwiastek kwadratowy czasu jego trwania (min). W przypadku opadów ulewnych III stopnia wskaźnik wydajności opadu (K) wynosi $\geq 2,83$ (Malinowska, Miętus, 2010).

Sporadycznie, na co wskazują m.in. doświadczenia z lipca 2001 r. oraz z lipca 2016 r., w rejonie Gdyni możliwe są opady o dobowej sumie przekraczającej 100 mm i intensywności większej niż ulewy III stopnia (Ziemiański, Wójcik, 2003; Nadolna, 2016). Właśnie tego typu nawałne opady sprzyjają powstawaniu ruchów masowych, które powodują znaczne straty materialne dla miasta i jego mieszkańców. Ważnym czynnikiem spustowym (ang. *triggering factor*) inicjującym ruchy masowe w Gdyni może być również raportowe i trwające kilka dni **ocieplenie zimowe**.

Intensyfikacja budownictwa i rosnąca antropopresja także mają znaczenie. Wśród form zagospodarowania terenu na obszarze Gdyni dominują zabudowa miejska i związana z nią infrastruktura (ok. 34% powierzchni) oraz lasy (ok. 50%). Gdynia w porównaniu z innymi polskimi miastami charakteryzuje się dużą dynamiką rozwoju⁴. Najwyż-

⁴ W 1950 r. Gdynia zajmowała 18. miejsce wśród miast w Polsce pod względem liczby ludności, w 1992 r. – 14. pozycję (Najgrakowski, 1995), a w 2016 r. – 12. lokatę z liczbą 247 329 mieszkańców, przed Radomiem, Toruniem i Rzeszowem (<http://stat.gov.pl>).

szą w historii tego miasta liczbę mieszkańców zanotowano w latach 2000–2001 (powyżej 255 tys.). W okresie późniejszym postępował silnie zróżnicowany przestrzennie proces depopulacji. Największy spadek ludności obserwuje się w Śródmieściu (ubytek 20,5% ludności w latach 2000–2010) i jednostkach z nim graniczących, natomiast w trzech największych powierzchniowo dzielnicach Gdyni – Chwarzno-Wiczlino, Pustki Cisowskie-Demptowo, Wielki Kack – obserwuje się stały przyrost mieszkańców. W Wielkim Kacku przyrost ten w latach 2000–2010 wyniósł aż 59,5% (Cicharska, Dopierała, 2013). Obserwowane w Gdyni kierunki przemian demograficznych są wysoce niekorzystne z punktu widzenia zagrożenia ruchami masowymi ziemi, ponieważ są wyludniane obszary równinne Meandru Kaszubskiego (dzielnica Śródmieście), natomiast na zróżnicowanych morfologicznie obszarach Pojezierza Kaszubskiego liczba ludności wciąż rośnie. Wraz ze wzrostem liczby mieszkańców postępuje intensyfikacja budownictwa. W ostatnich latach średniorocznie jest oddawanych do użytku ok. 200–220 domów w Gdyni. Połączenie rosnącej antropopresji i warunków środowiskowych sprzyjających powstawaniu ruchów masowych przyczynia się do aktywizacji nowych osuwisk.

MATERIAŁY I METODY ANALIZY

Na analizowanym obszarze przeprowadzono prace terenowe – kartowanie geologiczne osuwisk zgodne z metodyką SOPO (Grabowski i in., 2008) – oraz badania kameralne, w tym kwerendę archiwalną, przegląd istniejącego piśmiennictwa oraz materiałów kartograficznych. Wykonane prace terenowe i kameralne umożliwiły analizę uwarunkowań środowiskowych powstawania osuwisk. W celu przedstawienia kompleksowej charakterystyki wszystkich osuwisk na obszarze miejskim Gdyni podstawowe parametry statystyczne obliczono za pomocą programu Statistica 12. Na podstawie wybranych przykładów ukazano charakterystykę ruchów masowych w Gdyni oraz związane z nimi zagrożenia.

Klasyfikacje ruchów masowych były wielokrotnie prezentowane w literaturze, zarówno polskiej (m.in. Kleczkowski, 1955; Klimaszewski, 1978; Zabuski i in., 1999; Migoń, 2006; Margielewski, 2009), jak i zagranicznej (m.in. Varnes, 1978; Dickau i in., 1996). Prezentowane w artykule terminy opisowe osuwisk oraz typologia są oparte przede wszystkim na klasyfikacji Crudena i Couture'a (2011) oraz Hungra i in. (2014). Obydwa podziały są modyfikacją i rozszerzeniem typologii Varnesa (1978). Nomenklatura osuwisk⁵ stosowana w publikacji Crudena i Couture'a (2011) jest uaktualnieniem i rozwinięciem nazewnictwa z 1996 r. (Cruden, Varnes, 1996), a ruchy masowe dzieli się ze względu na aktywność, dystrybucję, styl, prędkość, zawartość wody, materiał i typ.

⁵ W artykule zastosowano definicję osuwisk w ujęciu *Working Party on World Landslide Inventory* (Cruden, Couture, 2011), gdzie termin „osuwisko” (*landslides*) jest używany do określenia całości ruchów masowych (*mass movements*).

Różnorodność typologiczna i materiałowa form ruchów masowych sformułowana przez Varnesa (1978) została również uwzględniona w „Instrukcji opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10 000” (Grabowski i in., 2008), która była podstawą przeprowadzonych prac terenowych w Gdyni.

Zastosowanie naziemnego skaningu laserowego (ang. *Terrestrial Laser Scanning* – TLS) umożliwiło zobrazowanie stanu osuwisk. Bezpośredni wynik skaningu laserowego stanowiły chmury punktów (ang. *point cloud*), będące podstawą wykonania numerycznych modeli terenu – NMT⁶. Na podstawie NMT wyznaczono wielkość i tempo erozji zgodnie z metodyką przedstawioną przez Frydla i in. (2017). Porównanie NMT z kolejnych serii pomiarowych pozwoliło na zobrazowanie zmian za pomocą wieloczasowego (ang. *multitemporal*) różnicowego modelu terenu (RMT). W celu określenia morfodynamiki ruchów masowych wykonuje się operacje na danych stanowiących wyniki skaningu laserowego (Kramarska i in., 2011; Frydel, 2012). Do produktów skaningu podlegających ewaluacji należą chmury punktów, NMT i polilinie (np. linie przebiegu krawędzi skarp osuwiskowych i profile stoków). Zmiany w morfometrii określono na podstawie porównania powyższych produktów, pochodzących z kolejnych serii pomiarowych. Analizy przeprowadzono w oprogramowaniu przeznaczonym do skanerów firmy Riegl (Riscan Pro), a następnie w środowisku GIS (ArcMap 10.3.1). W niniejszym opracowaniu zaprezentowano wstępne wyniki monitoringu osuwisk uzyskane na podstawie naziemnego skaningu laserowego dla wybranych form ruchów masowych występujących na obszarze miejskim Gdyni.

CHARAKTERYSTYKA OSUWISK Z OBSZARU MIEJSKIEGO GDYNI I ICH PODSTAWOWE PARAMETRY STATYSTYCZNE

Do końca XX w. stan wiedzy na temat ruchów masowych na analizowanym terenie, z wyjątkiem osuwisk klifowych, był bardzo ogólnikowy. Początkowo zabudowa miejska Gdyni była zlokalizowana na płaskich powierzchniach wysoczyzn Pobrzeża Kaszubskiego i dnach pradolin. Objęcie zabudową mieszkaniową stoków wysoczyzn i zboczy dolin spowodowało powstawanie i odmładzanie ruchów masowych oraz związany z tym wzrost zagrożenia. Pierwsze szczegółowe i kompleksowe kartowanie geologiczne osuwisk tego obszaru wykonano na zlecenie Gminy Miasta Gdynia. Rejestr osuwisk (fig. 3) opracowano w Państwowym

⁶ Ważnym produktem rejestracji skanera laserowego jest numeryczny model pokrycia terenu (*Digital Surface Model* – DSM), przedstawiający powierzchnię terenu z uwzględnieniem występującej pokrywy roślinnej, zabudowy i infrastruktury. Po odfiltrowaniu roślinności i innych obiektów położonych na ziemi uzyskuje się numeryczny model terenu (*Digital Terrain Model* – DTM), który stanowi uporządkowany zbiór punktów reprezentujących wysokości topograficzne powierzchni terenu wraz z algorytmami interpolacyjnymi, pozwalającymi na odtworzenie tej powierzchni (Borkowski, 2015).

Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym (PIG–PIB) w dwóch etapach. W 2012 r. wykonano rejestr wybranych, najbardziej newralgicznych obszarów zagrożonych ruchami masowymi oraz terenów, dla których w najbliższych latach planowano wykonanie miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego. W kolejnym etapie (w 2015 r.) prace uzupełniono i sporządzono pełną inwentaryzację osuwisk. W artykule uwzględniono również osuwiska, które powstały lub uaktywniły się w późniejszym czasie i zostały udokumentowane podczas prac interwencyjnych oraz wizji terenowych.

Ogółem podczas prac terenowych rozpoznano i udokumentowano 85 osuwisk o łącznej powierzchni 70,5 ha. Wskaźnik osuwiskowości powierzchniowej (Op) wynosi tu 0,52%. Średnia gęstość osuwisk wynosi 0,6 na 1 km² dla całego powiatu miejskiego. Wielkości obszarów osuwiskowych w Gdyni są bardzo zróżnicowane (fig. 4). Najmniejszy ma 171 m², a największy – powyżej 8 ha, przy czym najliczniejsze są formy małe. Większość z nich (75%) ma

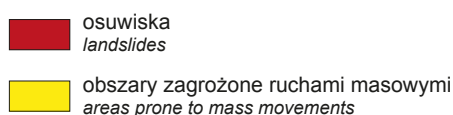
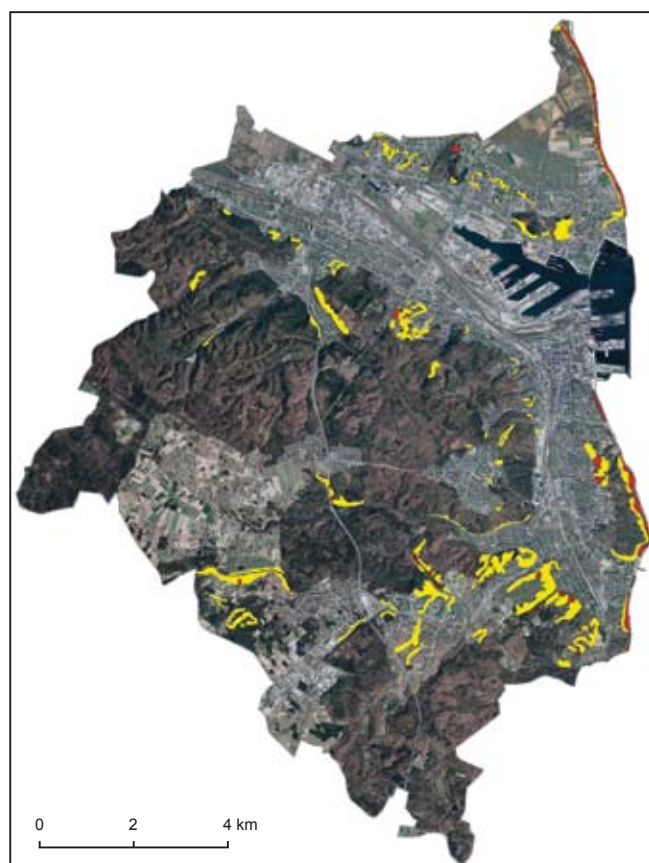


Fig. 3. Osuwiska i tereny zagrożone ruchami masowymi w Gdyni na tle ortofotomapy z 2013 r. (<http://www.geoportal.gov.pl/>)

Landslides and areas prone to mass movements with orthophoto from 2013 in the background (<http://www.geoportal.gov.pl/>)

powierzchnię mniejszą niż 0,7 ha; średnia wynosi 0,8 ha, natomiast mediana – 0,3 ha. Ze względu na to, że wartość mediany nie zależy od wartości krańcowych, pozwala ona lepiej scharakteryzować przeciętną powierzchnię osuwisk. Hydrodynamiczna działalność transgredującego morza w rejonie Gdyni (Zawadzka-Kahlau, 1999) miała decydujący wpływ na rozwój ruchów masowych w strefie brzegowej. W efekcie powstały formy charakteryzujące się odmiennymi (w porównaniu do osuwisk w głębi lądu) parametrami morfometrycznymi. Mają niewielkie długości (28–121 m) i znaczne szerokości (152–1634 m). Pod względem liczebności największą grupę stanowią osuwiska położone w głębi lądu (81%), natomiast ze względu na powierzchnię zajmują tylko 37% całkowitego obszaru osuwisk w Gdyni.

Występują one najczęściej na całych długościach stoków lub w ich dolnych partiach (40%), albo na zboczach klifów (20%), przeważnie o ekspozycji wschodniej i północnej (E, NE, SE i N), co należy wiązać ze zbliżoną do południkowej orientacją brzegów klifowych oraz z warunkami hydrometeorologicznymi. Wystawa stoków jako parametr związany z kierunkiem padania promieni słonecznych i działaniem wiatru ma wpływ na koncentrację wilgoci (Magliulo i in., 2008). Zwykle na stokach północnych dłużej zalega śnieg, z tego powodu odznaczają się one większą wilgotnością i dochodzi tu do zwiększonej infiltracji wód opadowych i roztopowych.

Skarpy główne z reguły nie są wysokie, 75% z nich ma mniej niż 5 m. Zwykle są też lepiej zarysowane i widoczne w terenie niż granice boczne osuwisk. Ich kąty nachylenia najczęściej wynoszą 20–40°. Wartości nachyleń stoków, na których występują osuwiska, mieszczą się w przedziale 6–49°; większość (75%) ma nachylenia mniejsze niż 22°. Długości stoków, na których występują osuwiska, są bardzo zróżnicowane (15–485 m), przy czym 75% wszystkich stoków ma długość mniejszą niż 150 m. Mniej zróżnicowane są wysokości stoków: minimalna wysokość wynosi 6 m, a maksymalna – 67 m, 75% wszystkich stoków ma wysokość mniejszą niż 40 m.

W przeważającej części osuwisk, stosując podział ze względu na dominujący typ ruchu (Margielewski, 2009; Cruden, Couture, 2011), występują: zsuw (przede wszystkim rotacyjny) oraz ruchy mieszane, w których zmiana typu ruchu występuje w tym samym materiale (ang. *complex*). Zsuwy pojawiają się w obrębie wszystkich form rzeźby na obszarze Gdyni. W przypadku terenów w głębi miasta niekiedy przechodzą one w spływy ziemne, tworząc osuwiska mieszane. Na skutek zmian zachowania materiału przemieszczenia typu rotacyjnego, widoczne przede wszystkim w strefie skarpy głównej, w trakcie ruchu przekształcają się w spływ.

Na zboczach klifów występuje natomiast większa różnorodność (zwykle) współwystępujących ze sobą typów ruchów masowych (obrywy, zsuwy, spływy, obwały). W strefie klifu powstają rozległe ruchy masowe mieszane o nakładających się różnowiekowych formach. Występujące na zboczach klifu obok siebie zsuwy tworzą niekiedy tzw. paciorkowate osuwiska (ang. *bead-like landslide*; Ter-Stepa-

nian, 1977). Są one z reguły sukcesywne (ang. *successive*), czyli takie, które wykazują powtarzające się ruchy masowe tego samego typu, a nowo przemieszczone masy ziemi dotyczą materiału nienaruszonego na skutek wcześniejszych przemieszczeń grawitacyjnych (Cruden, Couture, 2011). W przypadku osuwisk sukcesywnych wciąż tworzą się powierzchnie poślizgu, co powoduje stopniowe cofanie linii brzegowej.

Niekiedy w obrębie piaszczystych partii brzegów klifowych występują opisane m.in. przez Hungra i in. (2014) suche spływy piasku, tworzące w dolnej partii koluwium stożki osypiskowe.

Ze względu na rodzaj materiału, w którym utworzyły się osuwiska (Varnes, 1978; Grabowski i in., 2008; Cruden, Couture, 2011), na obszarze miasta Gdynia występują osuwiska ziemne (ang. *earth*) rozwinięte w skałach nieskonsolidowanych, czyli miękkich (ang. *soft rock*), gdzie dominują frakcje drobnoziarniste, a powierzchnia poślizgu występuje płytko. Są to w większości przypadków osuwiska piaszczyste (ok. 40%) i gliniaste (ok. 30%).

CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH FORM RUCHÓW MASOWYCH I WYWOŁANYCH PRZEZ NIE GEOZAGROŻEŃ

ZESPÓŁ OSUWISK KLIFOWYCH W BABICH DOŁACH

W północnej części klifu oksywskiego znajduje się największy zespół osuwisk o powierzchni przekraczającej 8 ha (fig. 1 – nr 1). Pod względem morfologicznym analizowane osuwisko występuje w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej Pobrzeża Kaszubskiego na zboczach klifu. Według nomenklatury Crudena i Couture'a (2011) osuwisko to można opisać jako „zawieszony, ustabilizowany, suchy zsuw, obryw i spływ ziemny” (ang. *suspended, stabilized, dry earth-slide, earth-fall and earth-flow*). W jego obrębie nie obserwowano wypływów wód gruntowych w postaci wysięków i źródeł, które często współwystępują z ruchami masowymi i niekiedy są z nimi związane genetycznie. Rejon ten cechuje zróżnicowana budowa geologiczna. W północnej części osuwiska w Babich Dołach, w obrębie rozległej skarpy osuwiskowej, odsłaniają się osady piaszczysto-mułkowe wieku miocenijskiego. Są to białe i szarawe drobnoziarniste piaski i pyły kwarcowe, przewarstwione ciemnobrunatnymi mułkami z detrytusem roślinnym (fig. 5 – nr 1; fig. 6). Osady te są rytmicznie warstwowane. Dolną część rytmików tworzą ławice drobnoziarnistych piasków o miąższości kilku centymetrów, przewarstwione ławicami masywnego iłu. W stropie tego kompleksu występuje miąższa (ok. 2 m) ławica utworzona z mułków, podścielona piaskami. W jej dolnej partii obserwowano deformacje sedymentacyjne osadów plejstocenijskich i miocenijskich (fig. 5 – nr 2; fig. 7). W południowej części osuwiska występują piaski fluwialne ze stadiału środkowego zlodowacenia wisły. Powyżej występuje warstwa jasnobrazowej gliny zwałowej stadiału

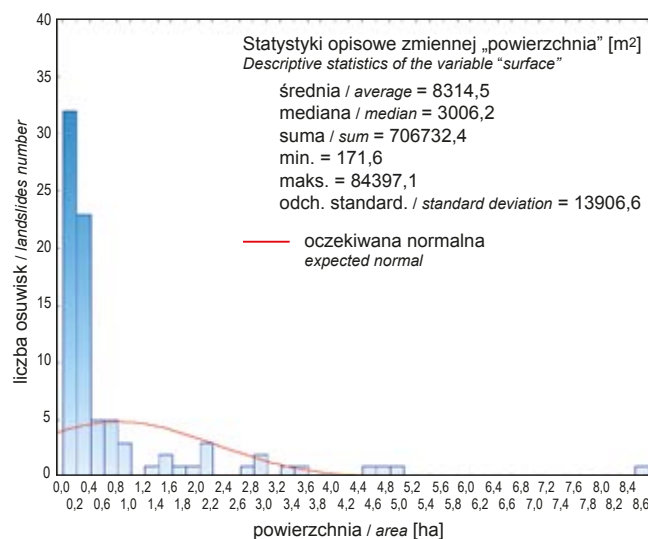


Fig. 4. Histogram rozkładu zmiennej „powierzchnia osuwisk” w Gdyni

Histogram of the distribution of the “landslides area” in Gdynia

górnego zlodowacenia wisły, która buduje koronę klifu (Małka, 2015b) (fig. 5 – nr 3; fig. 8).

Na brzegach klifowych Babich Dołów dominującymi ruchami masowymi są przede wszystkim zsuwy i obrywy. Odporne na niszczenie gliny zwałowe, charakteryzujące się wysokimi wartościami kąta tarcia wewnętrznego, sprawiają, że zbocza klifu o takiej budowie geologicznej są bardzo strome (nachylenia nawet powyżej 80°, a niekiedy powyżej 90° – ściany przewieszane). Występujące tu ruchy masowe mają charakter obrywów, a proces cofania krawędzi klifu przebiega skokowo. Obrywy powstają również w spoistych osadach miocenijskich. W strefach oderwania tworzy się dobrze zarysowana skarpa osuwiskowa. W niżej leżących fluwialnych osadach piaszczystych dominujące zjawiska geodynamiczne to suche spływy piasku (osypywanie). Stożki osypiskowe łączą się ze sobą w jezorze osuwiska. Aktywna część zespołu osuwisk klifowych w Babich Dołach jest od dawna obszarem szczególnego zainteresowania ze względu na znajdujące się w odległości ok. 30 m od korony klifu osiedle bloków mieszkalnych przy ul. Ikara, które zostało wybudowane w drugiej połowie XX w. (fig. 5).

W 2006 r. osuwisko w Babich Dołach zabezpieczono od strony morza narzutem kamiennym na odcinku 320 m. Na południe od opisanej formy odsłania się skarpa główna kolejnej aktywnej części zespołu osuwisk w Babich Dołach. Brzeg klifowy w tym rejonie nie jest w żaden sposób zabezpieczony, a obserwacje wskazują, że ruchy masowe w tej części pojawiają się często i mają charakter periodyczny. Z tego też powodu obszar ten cechuje się większą aktywnością osuwiskową niż zabezpieczony przed abrazją morską teren w pobliżu osiedla bloków mieszkalnych, co obserwowano podczas wizji terenowych i w trakcie analiz ortofotomap z różnych lat (2008, 2011 i 2014 r.). Południowa część zespołu osuwisk jest położona w większej



Fig. 5. Fragment zespołu osuwisk w Babich Dołach z lokalizacją odsłoneń na tle ortofotomapy z 2011 r. (<http://www.gdynia.pl/>; dostęp: 31.10.2016)

Fragment of landslides group in Babie Doły with location of outcrops with orthophoto from 2011 year in the background (<http://www.gdynia.pl/>; access: October 31, 2016)



Fig. 6. Osady piaszczysto-mułkowe równi zalewowej z epoki miocenu (fig. 5 – nr 1) (fot. A. Małka, 2014)

Miocene sand and mud sediments floodplain (Fig. 5 – No. 1) (photo by A. Małka, 2014)



Fig. 7. Deformacje sedymentacyjne osadów plejstocenijskich i miocenijskich (fig. 5 – nr 2) (fot. A. Małka, 2014)

Sedimentary deformation of Pleistocene and Miocene deposits (Fig. 5 – No. 2) (photo by A. Małka, 2014)



Fig. 8. Dwudzielna glina zwałowa (fig. 5 – nr 3) (fot. A. Małka, 2014)

Bipartite glacial till (Fig. 5 – No. 3) (photo by A. Małka, 2014)

odległości od zabudowy i nie stanowi obecnie zagrożenia (fig. 5). W 2012 r. geolodzy z PIG-PIB wykonali naziemny skaning laserowy aktywnego, zabezpieczonego od strony morza, osuwiska oraz jego południowego otoczenia (fig. 5). Na podstawie utworzonych w 2012 r. numerycznych danych wysokościowych kolejne pomiary z wykorzystaniem techniki LiDAR mogą posłużyć do określenia deformacji stoku oraz skali zagrożenia osiedla bloków mieszkalnych.

ZESPÓŁ OSUWISK W POKLIŻU CYPLA OKSYWSKIEGO

Kolejny zespół osuwisk klifowych o zróżnicowanym stopniu aktywności występuje w pobliżu Cypla Oksywskiego (fig. 1 – nr 2). Pod względem morfologicznym zespół ten jest zlokalizowany w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej Pobrzeża Kaszubskiego, na zboczach klifu. Według nomenklatury Crudena i Couture'a (2011) osuwisko można opisać jako „ustabilizowany suchy zsuw i spływ ziemny” (ang. *stabilized dry earth-slide and earth-flow*).

W obrębie zespołu osuwisk nie obserwowano wypływów wód gruntowych w postaci wysięków czy też źródeł. Najbardziej aktywna część tego zespołu powstała na terenie silnie zaburzonych glaciektogenicznie warstwowanych osadów piaszczystych i piaszczysto-pylastych, prawdopodobnie związanych z nasunięciem ostatniego lądolodu. Jest ona złożona z dwóch wyraźnych skarp i ma zróżnicowaną rzeźbę wewnątrzosuwiskową. Nachylone pod dużym kątem lub niemal pionowe warstwy piaszczyste formują charakterystyczne tzw. piramidy ziemne (fig. 9; Sonntag, 1910), które powstały w wyniku selektywnego oddziaływania ablacji deszczowej. W okolicy osuwiska obserwowano niewielkie (kilkunastocentymetrowej długości) szczeliny i liczne łączące się ze sobą stożki osypiskowe.

W przeszłości tempo cofania klifu w rejonie Cypla Oksywskiego było większe niż na Cyplu Redłowskim (fig. 10; Małka – w druku). Istniejące na tym obszarze osadnictwo funkcjonowało nieprzerwanie od pradziejów, zlokalizowano tam najstarszą osadę na terenie dzisiejszej Gdyni. Cypel Oksywski pełnił funkcje obronne już od wczesnego średniowiecza, powstał tam wówczas silny ośrodek związany z grodziskiem (Hirsch i in., 2006). Z tego powodu w czasach historycznych z tym właśnie fragmentem wybrzeża klifowego były związane największe geozagrożenia i szkody. Pierwsze wzmianki na temat strat materialnych spowodowanych zagrożeniem osuwiskowym pochodzą z początków XIX w. Według danych z rocznika geologicznego z 1839 r. (Berghaus, 1839) w czasie wojen napoleońskich, w latach 1810–1812, na Cyplu Oksywskim w pewnym oddaleniu od krawędzi klifu wzniesiono redutę – fortyfikację o charakterze zamkniętym. Budowli sprzyjało wysunięte w morze, korzystne położenie na krawędzi Kępy Oksywskiej, która z trzech stron stromo opadała ku plaży. Dzięki takiemu usytuowaniu ostrzał artyleryjski z reduty mógł być prowadzony w wielu różnych kierunkach. Nie przewidziano jednak degradacyjnego działania osuwisk. Już niecałe 30 lat później fortyfikacja została w połowie zniszczona wskutek ruchów



Fig. 9. Zróżnicowana rzeźba wewnątrz osuwiska w rejonie Cypla Oksywskiego. Uwagę zwracają sterczące niemal pionowo piramidy ziemne (fot. A. Małka, 2012)

Varied relief inside the landslide in the region of Cypel Oksywski. The eye-catching feature is the almost vertically protruding soil pyramids (photo by A. Małka, 2012)

masowych inicjowanych przez procesy abrazyjne u podnóża klifu. Na skutek tych zmian ówczesna gmina straciła ok. 7,6 ha łądu. Wybudowaną wówczas redutę wizualizuje dawna pruska mapa wojskowa (tzw. *Urmessstischblätter*) z 1837 r. w skali 1:25 000, na której fortyfikacje postawione na Cyplu Oksywskim są widoczne już tylko w połowie (fig. 10), podczas gdy na mapie z 1862 r. (w tej samej skali) nie widać ich prawie wcale – zostały niemal całkowicie zniszczone wskutek ruchów masowych. Na mapie topograficznej z 1837 r. cypel jest określany jako Szpic Oksywski (niem. *Oxhöfter Spitze*), co doskonale odpowiada tej formie, wówczas daleko wysuniętej w morze, i uzmysławia jej strategiczne położenie pod względem militarnym⁷. Ślady po intensywnej erozji zachowały się w strefie dna morskiego do głębokości 10 m p.p.m. wzdłuż całego Cypla Oksywskiego w postaci skupisk żwirów i głazów (Słomianko, 1968).

Osuwisko klifowe na cyplu jest pierwszym zabezpieczonym osuwiskiem na obszarze Gdyni i ma ponad stuletnią historię zabiegów stabilizacyjnych (Subotowicz, 1982). Pod koniec XIX w. w północnej części cypla wybudowano latarnię morską. Intensywna abrazja morska, powodująca inicjację ruchów masowych niszczących brzeg klifowy i zagrażających budowli, została powstrzymana przez umocnienia brzegowe wybudowane przez władze pruskie. Opaskę kamienno-betonową o długości 530 m oraz 13 podwójnych ostróg wypełnionych kamieniami na jej przedpolu zbudowano już w 1905 r. (Subotowicz, 1982). W 1908 r.

⁷ Po odzyskaniu niepodległości, w latach międzywojennych, wybudowano na Kępie Oksywskiej zespół Dowództwa Floty, a w obliczu II wojny światowej na Cyplu Oksywskim wykonano okopy i rowy strzeleckie oraz postawiono stanowiska artyleryjskie obrony wybrzeża (Hirsch i in., 2006). Współcześnie ta część miasta znajduje się na obszarze wojskowym Rejonowego Zarządu Infrastruktury w Gdyni.



Fig. 10. Fragment wojskowej mapy topograficznej w skali 1:25 000 (tzw. *Urmessstischblätter*) z 1837 r. z zaznaczoną w połowie zburzoną fortyfikacją obronną (niem. *alte Schanze*) oraz współczesnym przebiegiem linii brzegowej i głównych skarp osuwiskowych (źródło: Biblioteka Państwowa w Berlinie)

Military topographic map fragment with a scale 1:25,000 so called *Urmessstischblätter* from 1837 with a partly damaged defence fortification (germ. *alte Schanze*) and contemporary coastalline with main landslides scarps (source: Berlin State Library, Germany)

doszło do silnej abrazji klifu w pobliżu północnego końca umocnienia. Postępujące procesy abrazji spowodowały, że prace zabezpieczające prowadzono także w późniejszych latach – w 1953 r. przedłużono opaskę betonową ku północy i w 1966 r. rozbudowano palisadę drewnianą. Każdorazowo po wybudowaniu nowego odcinka umocnienia obserwowano cofanie się brzegu w pobliżu jego północnego zakończenia (Słomianko i in., 1968). Postawiona na początku ubiegłego wieku budowla hydrotechniczna skutecznie jednak zatrzymała abrazję morską w południowej partii omawianego zespołu osuwisk.

Wskutek intensywnej erozji w czasach historycznych cypel zatracił swój pierwotny kształt (fig. 10). Od 2015 r. ten fragment klifu w całości jest objęty ochroną przed oddziaływaniem abrazji ze względu na przeprowadzoną odbudowę i rozbudowę umocnień brzegu morskiego na odcinku o dłu-

gości 1700 m. W trakcie prac zabezpieczających postawiono żelbetowy mur oporowy, a od strony morza zabezpieczono go dodatkowo narzutem kamiennym. Konstrukcja pełni również funkcję deptaka. System zabezpieczający chroni brzeg klifowy przed abrazją, ale niestety nie eliminuje innych czynników geośrodowiskowych warunkujących powstanie ruchów masowych. Wkrótce po otwarciu bulwaru, po nawalnych opadach deszczu, o sumie dobowej przekraczającej 110 mm w lipcu 2016 r. (<https://dane.imgw.pl/>), doszło w pobliżu Osady Rybackiej do splywu ziemnego, w wyniku czego zostały wówczas zniszczone schody prowadzące na plażę, będące jedynym zejściem na bulwar.

ZESPÓŁ OSUWISK W POBLIŻU CYPLA REDŁOWSKIEGO

Kolejne osuwisko, najbardziej charakterystyczne i jednocześnie najlepiej zbadane, powstało w obrębie brzegu klifowego objętego współcześnie ochroną prawną rezerwatu przyrody Kępa Redłowska. Analizowany zespół osuwisk jest zlokalizowany w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej Pobrzeża Kaszubskiego, na zboczach klifu w pobliżu Cypla Redłowskiego (znanego również jako Klif Orłowski) (fig. 1 – nr 3). Według nomenklatury Crudena i Couture'a (2011) osuwisko można opisać jako „zawieszony, mokry zsuw, obryw i splyw ziemny” (ang. *suspended, wet earth-slide, earth-fall and earth-fall*).

Badania geologiczne Klifu Orłowskiego mają długą tradycję (m.in. Bohdziewicz, 1960; Kaulbarsz, 2005; Woźniak, Czubła, 2014a). Obserwacje niszczenia Cypla Redłowskiego przez procesy denudacyjne prowadzone w latach 50. i 60. XX w. (Szopowski, 1961; Subotowicz, 1982) są kontynuowane także od początku XXI w. z użyciem precyzyjnych metod pomiarowych – zdjęć naziemnych i tachymetrii (Zaleszkiewicz, Pikies, 2007; Rudowski, Łęczyński, 2009; Łęczyński, Kubowicz-Grajewska, 2013).

Na terenie osuwiska występują liczne okresowe wysięki wody gruntowej na granicy kontaktu glin z piaskami (Subotowicz, 1982). Klif Orłowski zlokalizowany pomiędzy 81,15 a 82,08 km linii brzegowej (Frydel, 2016) można podzielić na podstawie charakterystycznych cech budowy geologicznej na trzy części – część południową, cypel i część północną (Kaulbarsz, 2005). Na południe od Cypla Redłowskiego występują utwory piaszczysto-żwirowe, a niekiedy ilaste i mułkowe zlodowacenia wisły. W ich stropie, pod koroną klifu, występuje glina zwałowa młodsza stadiału górnego zlodowacenia wisły, odsłaniająca się prawie na całej długości klifu (Sokołowski, 2014). Znacznie bardziej jest odporny cypel zbudowany z gliny starszej – ze stadiału środkowego zlodowacenia wisły lub zlodowaceń środkowopolskich (Woźniak, Czubła, 2014a). Glina jest wypiętrzona glaciektonicznie i silnie spękana (Kaulbarsz, 2005). W glinie zwałowej występuje system spękania wysokokatowych, tworzących charakterystyczny słupowy cios, co sprawia, że rozpada się ona na nieregularne bryły o ostrych krawędziach. W północnej części osuwiska obser-

wuje się osady miocenu⁸, powyżej występują piaski, żwiry i głązy środkowoplejstocenijskie, a w stropie – dwa pokłady położonych bezpośrednio na sobie glin zwałowych: starszej i młodszej (Sokołowski, 2014).

Ruchy masowe występujące w rejonie Klifu Orłowskiego cechują się dużą różnorodnością i mają nieregularny, epizodyczny charakter. W partiach osuwiska charakteryzującego się zróżnicowaną budową geologiczną powstają ruchy masowe w postaci zsuwów oraz mokrych i suchych spływów. Z kolei na Cyplu Redłowskim, który jest zbudowany jedynie z gliny zwałowej, występują przede wszystkim obrywy. Erozja w postaci obrywów następuje w wyniku rozwoju niszy abrazyjnej znajdującej się w stopie cypla. Nisza stanowi przedłużenie znajdującej się na przedpolu klifu platformy abrazyjnej. Dodatkowo powstawanie obrywów jest uwarunkowane siecią licznych spękań w glinie, które ułatwiają i przyspieszają wietrzenie fizyczne. Niekiedy w glinie zwałowej powstają również obwały (ang. *topple*). W rejonie cypla do abrazyji dochodzi głównie podczas wezbrań sztormowych. Jej tempo dla poszczególnych odcinków klifu jest bardzo zróżnicowane, co wynika z dużej zmienności utworów skalnych budujących klif. Badania prowadzone w latach 2010–2015 z użyciem naziemnego skaningu laserowego wykazały, że dynamika i rozmieszczenie ruchów masowych są niejednakowe (fig. 11). Maksymalna wielkość erozji cypla wyniosła miejscami blisko 5 m w skali 5 lat (Frydel, 2016). Jednak średnie tempo erozji w latach 2010–2015 wyznaczone w odniesieniu do przebiegu górnej krawędzi Cypla Redłowskiego na odcinku pomiędzy 81,45 a 81,55 km linii brzegowej było równe 0,23 m/rok.

Podobnie jak w przypadku Cypla Oksyńskiego również z Cyplem Redłowskim związane są historyczne straty materialne spowodowane zagrożeniem osuwiskowym. Pawłowski (1922) opisał, że z klifu *zwisają obsunięte fundamenty jakiejś budowli*. Niestety nie ma dowodów potwierdzających budowę klifu na dawnych pruskich mapach topograficznych, dlatego zagadkowy pozostaje charakter tego obiektu. Nie wiemy, czy była to cegielnia (jak sugeruje Pawłowski), czy też może fortyfikacja. Za tą drugą opcją przemawia strategiczny charakter cypla i bliskie sąsiedztwo licznych obiektów militarnych (przedstawionych na pruskich mapach wojskowych z XIX w.).

Obecnie ze względu na położenie osuwiska w obrębie rezerwatu Kępa Redłowska i nie planuje się prac zabezpieczających, ingerujących w walory przyrodnicze tego obszaru⁹. Część osuwiska na południe od Cypla Redłowskiego

(81,00–81,45 km linii brzegowej) została jednak zabezpieczona ze względu na zagrożenie, jakie stanowi dla przystani rybackiej i ul. Orłowskiej. W 2006 r. w strefie płytkiego pobrzeża posadowiono trzy progi podwodne i wykonano sztuczne zasilanie plaży piaskiem w Gdyni-Orłowie (Kubowicz-Grajewska, 2016).

OSUWISKA MIĘDZY ULICĄ SOCHACZEWSKĄ A ULICĄ ŁOWICKĄ

Te dwa niewielkie osuwiska gruntowe są zlokalizowane w południowo-zachodniej części Gdyni, w Małym Kacku (fig. 1 – nr 4). Znajdują się na stromej skarpie, u której podstawy przebiega ul. Łowicka. Pierwsze z nich zostało udokumentowane w ramach prac terenowych prowadzonych w 2015 r., a drugie powstało w lipcu 2016 r. Pod względem morfologicznym leżą one na zboczu doliny erozyjnej Obniżenia Redłowskiego, oddzielającej Pojezierze Kaszubskie od Kępy Redłowskiej. Według nomenklatury Crudena i Coature'a (2011) można je opisać jako „zawieszony, mokry zsuw i spływ ziemny” (ang. *suspended, wet earth-slide and earth-flow*).

W obrębie pierwszego osuwiska udokumentowano występowanie sączeń wody na głębokości 0,5–5,3 m p.p.t. Osuwisko powstało w utworach nasypowych o miąższości dochodzącej do 2 m, podścielonych glinami piaszczystymi i piaskami gliniastymi stadiału górnego zlodowacenia wisły oraz piaszczysto-mułowymi osadami neogenu (Szczęch i in., 2014) związanymi z mioceńską krą glacialną (Zeise, 1903; Mojski, 1979a). Podobna budowa geologiczna dotyczy również sąsiedniego osuwiska¹⁰. Ich rzeźba jest z reguły mało zróżnicowana, a skarpy główne mają niewielką wysokość (do 1 m).

Ruchy masowe w rejonie ulic Łowickiej i Sochaczewskiej mają wieloletnią historię, niestety w większej części nieudokumentowaną. Zgodnie z informacjami uzyskanymi od mieszkańców oraz w Urzędzie Miasta Gdyni, ul. Sochaczewska w tym miejscu zawsze „osiadała”, z czym radzono sobie, zasypując zapadnięte fragmenty różnym materiałem – zwykle utworami wodoprzepuszczalnymi: piaskiem, żużlem, żwirem. Prace te wykonywano, gdy ul. Sochaczewska miała jeszcze nawierzchnię gruntową (od ok. 10–15 lat nawierzchnia jest z kostki betonowej). W rejonie pierwszego osuwiska także dochodzi do osiadania ulicy, na co wskazują odkształcenia i obniżenie w nawierzchni, do którego spływają wody opadowe. Odkształcenia są wyraźnie widoczne w części ulicy przyległej do krawędzi skarpy. Osuwisko uaktywniło się w lutym 2011 r. po raptownym i trwającym kilka dni ociepleniu. Doszło wówczas do uszkodzenia budynku

⁸ Wychodnie osadów neogennych na Klifie Redłowskim są przez niektórych badaczy traktowane jako osady kry glacialnej (Pazdro, 1960; Kaulbarsz, 2005). Inni skłaniają się do uznania występowania miocenu bezpośrednio w miejscu jego zalegania, czyli *in situ* (Pikies, Zaleszkiewicz, 2013a). Mojski (1979b) przedstawiał pogląd o jednoczesnym występowaniu osadów mioceńskich o dwudzielnej genezie (*ex situ* oraz *in situ*) na Klifie Orłowskim.

⁹ Osuwisko to może jednak stanowić zagrożenie dla przebywających tam ludzi. W jego bliskim sąsiedztwie, w północnej części Kępy Redłowskiej, znajdują pozostałości po 11. Baterii Artylerii Stałej w Gdyni-Redłowie. Są to obiekty militarne z okresu stalinowskiego, obecnie

należące do dziedzictwa kulturowego. Bliskie położenie tych obiektów fortyfikacyjnych od niszy głównej osuwiska klifowego spowodowało, że już w latach 80. XX w. jeden z betonowych bunkrów osunął się na plażę. W 2012 r. zrzucano w sposób kontrolowany do morza kolejny historyczny schron stanowiska ogniowego, który niebezpiecznie blisko znalazł się w pobliżu krawędzi klifu.

¹⁰ Mioceńską krą glacialną udokumentowano w tym rejonie już pod koniec XIX w. (Zeise, 1903).

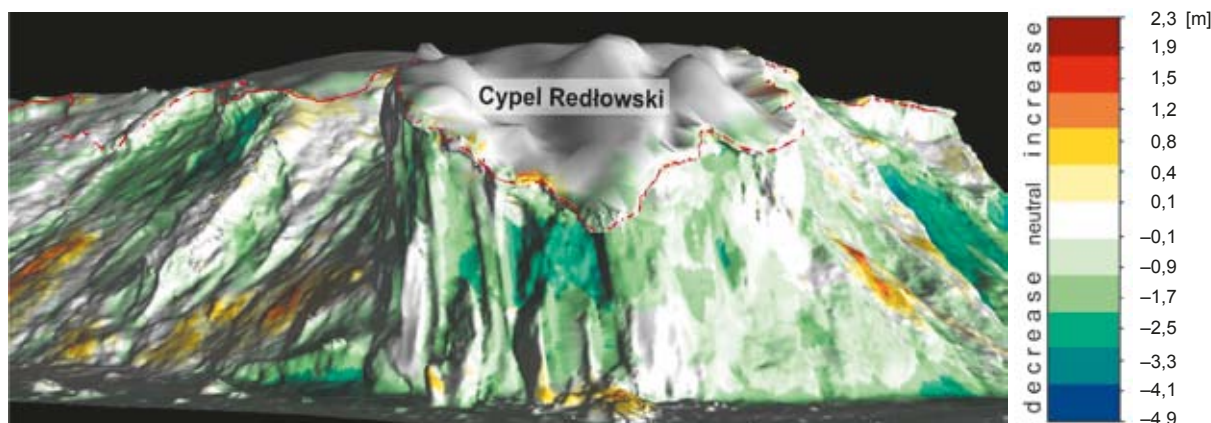


Fig. 11. Różnicowy model terenu dla Cypła Redłowskiego wykonany na podstawie serii danych TLS z kwietnia 2010 i 2015 r.

Skala barw przedstawia ubytki (kolor zielony) i przyrosty (kolor czerwony)

Differential terrain model of Cypel Redłowski based on April 2010 and 2015 TLS data series

An increase and decrease vary in colour red and green respectively

przy ul. Łowickiej 21. Drugie osuwisko powstało podczas nawalnych opadów (15 lipca 2016 r.) o sumie dobowej przekraczającej 110 mm (<https://dane.imgw.pl/>). Infiltracja wody opadowej spowodowała powstanie spływu ziemnego i osunięcia muru oporowego przy ul. Sochaczewskiej 17a oraz uszkodzenie trzech budynków na ul. Łowickiej. Konieczna była wówczas ewakuacja mieszkańców domu przy ul. Sochaczewskiej 17a. Pierwsze osuwisko zagraża pobliskiemu budynkowi na ul. Łowickiej, drugie stanowi natomiast zagrożenie dla czterech budynków. Służby miejskie świadome istnienia ruchów masowych w tym rejonie podjęły działania polegające na budowie bariery oddzielającej jezdnię ul. Sochaczewskiej od skarpy oraz wykonano opinię geotechniczną i dokumentację geologiczno-inżynierską. Opinie te miały być podstawą do zaprojektowania robót wzmacniających skarpy i chroniących przed rozwojem osuwiska.

OSUWISKO PRZY ULICY ORNEJ

Osuwisko to jest zlokalizowane w obrębie dzielnicy Wielki Kack, na zachód od ul. Ornej. Pod względem morfologicznym występuje w strefie krawędziowej wysoczyzny morenowej Pojezierza Kaszubskiego, rozciętej głęboką doliną potoku Źródło Marii; na północno-zachodnim zboczu doliny (fig. 1 – nr 5). Według nomenklatury Crudena i Couture'a (2011) osuwisko to można opisać jako „zawieszony, wilgotny zsuw ziemny” (ang. *suspended, moist earth-slide*). Powstało ono w lutym 2011 r. po trwającym kilka dni ociepleniu, w skutek działalności wód roztopowych infiltrujących w głąb nasypu – w obrębie utworów nasypanych, podścielonych rzeczny piaskami humusowymi oraz glinami zwałowymi budującymi wysoczyznę morenową (Pikies, 2001). Rzeźba osuwiska jest mało zróżnicowana, skarpa główna ma niewielką wysokość (do 1 m) i nachylenie ok. 40°.

Zbocze zrehabilitowano sposobem „gospodarczym” w 2012 r., jednak w trakcie zwiadu terenowego przeprowa-

dzonego w 2016 r. zaobserwowano jego uaktywnienie i poszerzenie w kierunku północnym. Na obszarze osuwiska nie są posadowione zabudowania, natomiast w jego bezpośrednim sąsiedztwie, przy ul. Ornej, znajdują się dwa budynki. Pierwszy z nich mieści się w odległości 6 m od krawędzi skarpy głównej osuwiska, natomiast drugi jest od niej oddalony o 18 m. Budynki te są bezpośrednio zagrożone ruchami masowymi. W pobliżu osuwiska znajduje się również parking. Powiększenie zasięgu osuwiska może spowodować uszkodzenia zabudowy oraz parkingu.

W celu precyzyjnego odwzorowania morfometrii osuwiska w 2011 r. pracownicy PIG-PIB zobrazowali jego stan, wykorzystując metodę naziemnego skaningu laserowego. Zasięg osuwiska w kwietniu 2011 r. przedstawiono na figurze 12. Na podstawie utworzonej w 2011 r. bazy danych kolejne pomiary z wykorzystaniem techniki LiDAR mogą posłużyć do określenia deformacji stoku.

DYSKUSJA

Powstawanie i reaktywacja osuwisk w Gdyni mają wiele przyczyn o uniwersalnym charakterze. Do czynników pasywnych należą: sprzyjająca budowa geologiczna, uwarunkowania geomorfologiczne, pokrycie terenu oraz stosunki wodne. Istotna jest również obecność wysięków i źródeł, które umożliwiają powstawanie ruchów masowych w postaci spływów błotnych. Typowymi czynnikami aktywnymi są natomiast uwarunkowania hydrometeorologiczne i antropogeniczne, zaliczane do bezpośrednich impulsów inicjujących ruchy masowe. Działalność człowieka może mieć skutki nie tylko negatywne (inicjujące), lecz także pozytywne (stabilizujące).

Odrębne mechanizmy i przyczyny powstawania oraz odmienne wartości statystyk opisowych pozwalają na wydzielenie osuwisk klifowych od osuwisk, które powstają w głębi łądu. W przypadku osuwisk klifowych największy wpływ na



Fig. 12. Zasięg osuwiska przy ul. Ornej (kwiecień 2011 r.) na podstawie TLS, widok perspektywiczny w kolorystyce fotorealistycznej

Ciągła czerwona linia określa pewny zasięg krawędzi skarpy głównej oraz skarp bocznych osuwiska, przerywana – orientacyjny w strefie czołowej jezora osuwiskowego

The landslide area near Orna Street (April 2011), based on TLS perspective view and photo-realistic colouring

The continuous red line defines the extent of the edge of the main scarp and the lateral boundaries of the landslide. The dashed line defines an indicative extent of the landslide foot

formowanie i odmładzanie ruchów masowych ma niewątpliwie abrazja morską. Czynnikiem biernym są natomiast uwarunkowania morfolitologiczne. Zróznicowana budowa geologiczna, przejawiająca się w odmiennym wykształceniu litologicznym i genetycznym osadów, determinuje złożony charakter oraz niejednakową intensywność przemieszczeń grawitacyjnych osuwisk klifowych. Dynamika tych zjawisk może być dodatkowo modyfikowana obecnością deformacji głacictektonicznych, synsedymencyjnych oraz licznych powierzchni nieciągłości związanych z warstwowaniem utworów podłoża. Strefy osłabienia w gruntach mogą stanowić liczne powierzchnie graniczne warstw i lamin w osadach oraz deformacje sedymencyjne. Umożliwia to powstawanie przemieszczeń zachodzących po różnych powierzchniach i generowanie wielu stref poślizgu. Powierzchnie strukturalne wykształcone w obrębie osadów kohezyjnych mogą powodować zdeformowanie (wyplaszczenie) pierwotnie cykloidalnej powierzchni poślizgu ścięcia rotacyjnego, w wyniku czego powstają ruchy masowe złożone (ang. *compound*). Tego typu osuwiska występują również w Karpatach i zostały opisane m.in. przez Margielewskiego (2009).

Zjawiskami negatywnie wpływającymi na parametry wytrzymałościowe skał, z których jest zbudowane zbocze klifu, są naturalne procesy geologiczne, takie jak erozja powierzchniowa i spłukiwanie. Zdaniem Lamparskiego i in. (2005) bezpośrednią przyczyną obrywów na klifach są procesy wietrzenia, a w szczególności zamarzanie i rozmrażanie wody gruntowej, przez co tworzą się spękania w utworach budujących krawędź klifu. Wietrzenie najmłodszych glin zwałowych (głównie: utlenianie, ługowanie, odwapnienie i dezintegracja granularna), prowadzące do

modyfikacji ich pierwotnego składu petrograficznego, jest powszechnym zjawiskiem na Pomorzu (Czubła i in., 2007; Woźniak, Czubła, 2014b). Powoduje ono wzrost przepuszczalności i wodochłonności gruntu, co ujemnie wpływa na stabilność stoków. Wietrzeniu sprzyja północno-wschodnia ekspozycja brzegu klifowego w Gdyni, ponieważ zimą dłużej zalega na nim śnieg i dochodzi do zwiększonej infiltracji wód opadowych i roztopowych. Ważną rolę w inicjowaniu przemieszczeń grawitacyjnych odgrywają również drzewa rosnące bezpośrednio na krawędzi zbocza, które w wyniku przenoszenia na grunt obciążeń poziomych od wiatru i wskutek własnego ciężaru przyspieszają procesy obrywania (Lamparski i in., 2005).

Powszechnie uważa się, że zadrzewienie działa na osuwisko stabilizująco i dodatkowo pełni naturalną funkcję drenującą (m.in. Parriaux i in., 2010). Duże znaczenie ma również intercepcja (głównie deszczu, w mniejszym stopniu śniegu), przez co zmniejsza się dopływ wody do gruntu. Proces ten zależy od wielkości powierzchni naziemnej rośliny, wskaźnika pokrycia liściowego oraz składu gatunkowego drzewostanu (Żarnowiecki, 2008; Klamerus-Iwan, 2014). Na stabilność stoków dodatnio wpływa wytrzymałość korzeni na zerwanie, natomiast wpływ ciężaru drzew na stokach o dużych nachyleniach oddziałuje ujemnie (Keller, 2017). W przypadku bardzo stromych odcinków klifu i jego stref krawędziowych drzewa obciążają nadmiernie stok oraz powiększają straty. Pewne znaczenie w powstawaniu i reaktywacji osuwisk klifowych ma zabudowa miejska zaleca klifu, zmieniająca kierunki spływu powierzchniowego i podziemnego. W przypadku Babich Dołów zabudowa ta powstawała od lat 50. ub. wieku, dlatego możliwe jest

występowanie nieszczelności w sieci kanalizacyjnej i wodociągowej, związane z przeciążeniem wskutek wieloletniej eksploatacji i potencjalną korozją przewodów kanalizacyjnych. Nieodpowiednia gospodarka wodno-ściekowa może więc nasilić degradację zbcoczy. Pomimo zabezpieczenia w 2006 r. w Babich Dołach dolnej części klifu przed abrazją morską za pomocą opaski brzegowej, osuwisko jest nadal aktywne, co obserwowano w trakcie prac terenowych. Dowodzi to istnienia (oprócz zagrożeń związanych z hydrodynamiczną działalnością Bałtyku) innych uwarunkowań osuwiskotwórczych, przede wszystkim hydrometeorologicznych, geomorfologicznych oraz zróżnicowanej budowy geologicznej.

Odrębny charakter i inne mechanizmy powstawania cechują osuwiska położone w głębi lądu. Są one przede wszystkim związane z działalnością człowieka. Najstarsze tego typu osuwisko powstało w Gdyni 17 maja 1930 r. w obrębie nasypu kolejowego w Wielkim Kacku (Gawek i in., 1996). Osuwisko to uaktywniło się w zachodniej części brzegu dawnego jeziora Wielkokackiego (niem. *Groß Katzer See*), które istniało do 1872 r.¹¹ (Bail, 1905). Dawny brzeg jeziora wyprofilowano i zniwelowano przez nadsypanie oraz przekopanie w związku z budową magistrali węglowej Śląsk–Porty. Główną przyczyną utraty stateczności stoku był prawdopodobnie utrzymujący się wysoki poziom wód gruntowych na tym terenie i nasycenia wodą dolnej części nasypu.

Współcześnie na obszarze miasta Gdyni zagospodarowaniu podlegają coraz to nowsze tereny w obrębie wysoczyzny, a nieprzemyślane gospodarowanie w ich obrębie prowadzi do powstawania i reaktywacji osuwisk. Przeobrażenia w strukturze użytkowania stoków na terenie Gdyni powodują hydrologiczno-morfologiczne zmiany reakcji stoków, modyfikację w infiltracji wód opadowych, a w konsekwencji zmniejszenie ich wytrzymałości na ścinanie. Obecnie osuwiska antropogeniczne stanowią największe zagrożenie, ponieważ wiele z nich powstało w sąsiedztwie zabudowań czy infrastruktury komunalnej. Przykładami są omówione w artykule osuwiska położone między ulicami Sochaczewską a Łowicką oraz osuwisko przy ul. Ornej. Duże zniszczenia spowodowało osuwisko przy ul. Dembińskiego, które powstało w 1992 r. i uległo reaktywacji w maju 2011 r.

Katastrofalny charakter miał również zsuw i spływ ziemny (ang. *earth-slide and earth flow*) na Kamiennej Górze między ulicami Sienkiewicza a Sędzickiego. Osuwisko to powstało w nocy 23 lutego 2017 r. i spowodowało straty nieotowane do tej pory na terenie Gdyni. Zniszczone zostały: zabytkowy budynek, linie przesyłowe, słup oświetleniowy uliczny oraz droga gminna (fig. 13). Czoło osuwiska częściowo przysypało również samochód zaparkowany na posesji.

W przypadku omawianych w artykule osuwisk oddziaływania antropogeniczne polegały przede wszystkim na podcięciu lub nadbudowaniu istniejącej skarpy oraz zmianie stosunków wodnych. Osuwiska przy ul. Sochaczewskiej powstały w wyniku łącznego wystąpienia kilku czynników.

Do najistotniejszych należy zaliczyć oddziaływania antropogeniczne polegające na podcięciu dolnej części stoku. Uzupełnianie materiałem nasypowym gruntu ulegającego osuwaniu w rejonie ul. Sochaczewskiej ułatwiło infiltrację wód opadowych do osuwiska. Dodatkowo brak systemu odprowadzania wód z pasa drogowego powoduje, że po intensywnych opadach zapadnięta nawierzchnia ulicy jest miejscem gromadzenia i przepływu wód. W efekcie w lipcu 2016 r. niezagospodarowane wody opadowe uruchomiły osuwisko. Podobne uwarunkowania antropogeniczne cechują osuwisko, które powstało na ul. Ornej. Podczas prac terenowych przeprowadzonych w marcu 2011 r. stwierdzono, że kanalizacja burzowa jest źle wykonana, tzn. nie jest połączona ze zbiorczym kanałem burzowym. Nadsypanie od góry skarpy ułatwiło infiltrację wód opadowych do utworów podłoża, a brak sprawnego zagospodarowania wód opadowych umożliwił ich niekontrolowany spływ w kierunku osuwiska. Naruszenie stosunków wodnych w gruncie stanowi istotny czynnik aktywny, który miał również wpływ na powstanie wszystkich analizowanych osuwisk antropogenicznych (np. między ulicami Sienkiewicza a Sędzickiego).

Zmiana stosunków wodnych jest procesem typowym dla obszarów zurbanizowanych i powoduje zmniejszenie powierzchni naturalnej retencji. Zasadniczym skutkiem zmiany stosunków wodnych jest brak możliwości wchłonięcia przez środowisko nadmiaru wód deszczowych. Decydujące znaczenie mają w tym przypadku obecność i odpowiedni poziom infrastruktury wodnokanalizacyjnej. W przypadku obszaru miejskiego Gdyni źle działające lub w ogóle niewystępujące odprowadzanie wód opadowych może powodować niekontrolowany i niewskazany z punktu widzenia racjonalnego gospodarowania terenem spływ powierzchniowy. Skoncentrowany spływ liniowy wzdłuż nawierzchni drogowej może mieć katastrofalne skutki, czego przykładem są m.in. zniszczenia na Kamiennej Górze oraz budynku na ul. Łowickiej. W przypadku powiększania na wysoczyźnie obszarów pod zabudowę priorytetem dla władz miasta powinna być budowa sprawnych systemów odprowadzania wód z pasów drogowych na zabudowanych stokach. Dobry stan techniczny i odpowiednia przepustowość głównych kolektorów deszczowych umożliwi zminimalizowanie ryzyka występowania analizowanych procesów.

Obecne prawo nie obliuguje właścicieli gruntów, na których powstało osuwisko, do rozpoznania warunków geologiczno-inżynierskich, a poznanie czynników naturalnych i sztucznych prowadzących do uaktywnienia osuwisk jest niezbędne w przypadku ich skutecznej stabilizacji¹². Procedura finansowania badań geologiczno-inżynierskich jest skomplikowana i czasochłonna, wymaga także zaangażowania wielu podmiotów. Na początku należy zgłosić odpowiedni wniosek do władz gminy, do czego nie zawsze dochodzi w przypadku małych osuwisk (nie jest to bowiem

¹¹ W 1872 r. jezioro zostało przekształcone przez ówczesnego właściciela w łąkę (Bail, 1905).

¹² Dokumentacje geologiczno-inżynierskie są wykonywane na etapie inwestycyjnym, w przypadku planowania posadowienia obiektów budowlanych, zgodnie z art. 7 ust. 3. rozporządzenia Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. i art. 91 ust. 1 ustawy Prawo geologiczne i górnicze z dnia 9 czerwca 2011 r.

obligatoryjne). W niektórych przypadkach niewielkie osuwiska w Gdyni występujące na terenach prywatnych są stabilizowane we własnym zakresie, w efekcie czego po silnych opadach dochodzi do ich reaktywacji. Nie wdrożono do tej pory w Trójmieście skutecznych i prostych procedur postępowania w przypadku powstawania nowych osuwisk. Na przykład o ich powstaniu i rekultywacji już istniejących nie jest na bieżąco informowana ani PSG, ani administracja geologiczna. Gromadzenie tych informacji umożliwiłoby opracowanie bazodanowych wieloczasowych map inwentaryzacyjnych osuwisk, które są szczególnie polecane przy ewaluacji modeli predykcyjnych oraz pozwalają na uszczegółowienie ryzyka osuwiskowego (Chung, Fabbri, 2005).

Rozważenie omówionych w artykule kwestii jest szczególnie istotne w kontekście tendencji przemian demograficznych miasta Gdyni. Wzrost zaludnienia na terenach, na których występują duże deniwelacje może w przyszłości nasilić ruchy masowe, dlatego jest uzasadnione wdrożenie i realizowanie w Gdyni programu redukcji zagrożenia osuwiskowego. W efektywny program minimalizowania zagrożenia oprócz kartowania geologicznego osuwisk, monitoringu i predykcji wpisują się również zabezpieczenia konstrukcyjne oraz utrzymanie w dobrym stanie systemów odprowadzania wód i pokrywy roślinnej na stokach (Alexander, 2005). Ewentualna realizacja takiego programu powinna uwzględniać nie tylko Gdynię, ale również sąsiedni Gdańsk i Sopot. Znajduje to uzasadnienie w świetle współczesnego globalnego ocieplenia i scenariuszy wzrostu częstotliwości ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych (IPCC, 2017), w tym także odnotowanych w XXI w. w Trójmieście.

PODSUMOWANIE

W artykule omówiono wybrane osuwiska klifowe oraz osuwiska o genezie antropogenicznej, które powstały w głębi miasta. Budowa geologiczna Gdyni sprzyja tworzeniu się osuwisk ziemnych, rozwiniętych w skałach nieskonsolidowanych, z płytko położoną powierzchnią poślizgu. Są to w większości przypadków osuwiska piaszczyste i gliniaste. Ze względu na typ przemieszczeń grawitacyjnych w Gdyni występują przede wszystkim zsuwy, spływy (suche i mokre – osypiska) oraz obrywy.

Najwięcej jest osuwisk małych, położonych w głębi łąd. Wśród tej grupy dominującymi typami ruchów masowych są zsuwy i spływy. Niekiedy na skutek zmian zachowania materiału występują one razem. Wówczas przemieszczenia typu rotacyjnego w trakcie ruchu przekształcają się w spływ (osuwiska mieszane). Odrębną grupę stanowią osuwiska klifowe, tworzące z reguły zespoły osuwiskowe zajmujące rozległe powierzchnie. Są to osuwiska sukcesywne, czyli takie, które wykazują powtarzalne ruchy masowe tego samego typu. Zbocza klifów charakteryzują się dużą różnorodnością typów ruchów masowych – występują zsuwy, obrywy, spływy, obwały, które niekiedy tworzą osuwiska mieszane. W porównaniu z całkowitą liczbą osuwisk w Gdyni (85), klifowe stanowią niewielki odsetek (19%), ale większość



Fig. 13. Aktywne osuwisko przy ul. Sienkiewicza (fot. A. Małka, 2017)

Active landslide affecting Sienkiewicza Street
(photo by A. Małka, 2017)

z nich ma powierzchnię powyżej 1 ha, co sprawia, że pod względem obszarowym są to formy dominujące (zajmują ponad 60% powierzchni wszystkich osuwisk).

Osuwiska klifowe w czasach historycznych miały katastrofalny przebieg i powodowały znaczne szkody materialne, czego przykładem jest całkowite zniszczenie w ciągu ok. 60 lat fortyfikacji wybudowanych na początku XIX w. na Cyplu Oksywskim. Zniszczeń reduty w wyniku procesów osuwiskowych nie odnotowano w polskiej literaturze naukowej. Prawdopodobnie wynika to z uwarunkowań historycznych oraz z tego, że skutki ruchów masowych są zwykle usuwane, a więc zjawiska te znikają z pamięci społecznej. Ślady aktywności tego osuwiska i wygenerowanych szkód zachowały się jedynie w dawnej niemieckojęzycznej literaturze geologicznej oraz na rękopiśmiennych pruskich mapach topograficznych z XIX w. Wskutek intensywnej abrazji morskiej w czasach historycznych cypel zatracił swój pierwotny kształt. Toponim Cyfel Oksywski stracił swoją adekwatność i zniknął z map topograficznych. Współcześnie najbardziej wysuniętą w morze częścią łąd w Gdyni i jednocześnie najbardziej aktywną pod względem osuwiskowym jest Cyfel Redłowski. Średnie tempo erozji w latach 2010–2015 wyznaczone w odniesieniu do przebiegu górnej krawędzi Klifu Orłowskiego na odcinku pomiędzy 81,45 a 81,55 km linii brzegowej było równe 0,23 m na rok. Przy czym erozja cypla ma przeważnie charakter epizodyczny, a jej wielkość wyniosła miejscami nawet 5 m.

W powstaniu i reaktywacji osuwisk na klifowym brzegu dominującą rolę odgrywają czynniki naturalne, zwłaszcza abrazja morska, która jest przyczyną periodycznych, sukcesywnych ruchów masowych. Budowa geologiczna i gruntowe warunki wodne wpływają głównie na wielkość erozji, rodzaj ruchów masowych oraz ich cechy morfologiczne. Oddziaływania antropogeniczne powodujące osuwiska są w przeważającej części gdyńskich klifów znikome. Wynika

to z niewielkiej powierzchni zabudowy powyżej korony klifów. Wyjątek stanowią Babie Doły na Kępie Oksywskiej. Dużą skuteczność i znaczenie ma stosowanie różnego rodzaju zabiegów hydrotechnicznych (np. opasek betonowych, progów podwodnych, refulacja plaży), które chronią brzegi klifowe przed abrazją. Działalność człowieka jest natomiast główną przyczyną powstania i reaktywacji osuwisk występujących w głębi łądu. Obserwowane w Gdyni kierunki przemian demograficznych oraz związane z nimi przeobrażenia w strukturze użytkowania terenu powodują hydrologiczno-morfologiczne zmiany reakcji stoków, co skutkuje coraz częściej notowanymi osuwiskami (m.in. w latach 2001, 2004, 2011, 2016 i 2017). Dominujące w Gdyni zsuwy i spływy stwarzają ryzyko osuwiskowe na terenie miasta. Obserwowane do tej pory straty obejmują przede wszystkim spękania i zasypywania budynków, uszkodzenia i zasypania samochodów, złamanie i wykorzenienie roślinności (włącznie z dużymi drzewami) oraz zniszczenia infrastruktury technicznej, transportowej i kolejowej.

LITERATURA

- ALEOTI P., CHOWDHURY R., 1999 – Landslide hazard assessment: Summary, review and new perspectives. *Bull. Eng. Geol. Env.*, **58**: 21–44.
- ALEXANDER D., 2005 – Vulnerability to Landslides. *W: Landslide hazard and risk* (red. T. Glade i in.): 175–198. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- BAIL, 1905 – Rückgang der Danziger Flora. *Bericht des Westpreussischen botanisch-zoologischen Vereins*, **26/27**: 36–44.
- BANACH M., KACZMAREK H., TYSZKOWSKI S., 2013 – Rozwój osuwisk w strefie brzegowej sztucznych zbiorników wodnych na przykładzie osuwiska centralnego w Dobrzyniu nad Wisłą, zbiornik wrocławski. *Prz. Geogr.*, **85**, 4: 397–415.
- BERGHAUS H., 1839 – Historische Veränderungen Ostsee-Küste. *W: Neues Jahrbuch für Mineralogis, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde*. Wydaw. Dr. K.C. von Leonhard und Dr. H.G. Bronn, Stuttgart.
- BOHDZIEWICZ L., 1960 – Budowa geologiczna i procesy dynamiczne w strefie brzegowej w Orłowie i Rewie. *Rocz. PTG*, **29**: 347–355.
- BORKOWSKI A., 2015 – Numeryczne modele wysokościowe i produkty pochodne. *W: Podręcznik dla uczestników szkoleń z wykorzystania produktów LIDAR*. GUGiK, Warszawa.
- CICHARSKA A., DOPIERAŁA Ł., 2013 – Kierunki przemian demograficznych w Gdyni. *Rocz. Gdynski*, **25**: 147–153.
- CHUNG C.J., FABBRI A.G., 2005 – Systematic Procedures of landslide hazard mapping for risk assessment using spatial prediction models. *W: Landslide hazard and risk* (red. T. Glade i in.): 139–171. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- CRUDEN D.M., COUTURE R., 2011 – The working classification of landslides: material matters. *W: 2011 Pan-Am CGS Geotechnical Conference*. Toronto, Ontario, Canada, October 2–6, 2011.
- CRUDEN D.M., VARNES D.J., 1996 – Landslides: investigations and mitigation. *TRB Special Report*, **247**: 36–75.
- CZUBLA P., WOŹNIAK P.P., WYSIECKA G., 2007 – Zróżnicowanie składu petrograficznego glin morenowych na pograniczu Pobrzeży Gdańskiego i Koszalińskiego. *W: Plejstocen Kujaw i dynamika łobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia* (red. P. Molewski i in.): 55–56. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DICKAU R., BRUNSEN D., SCHROTT L., IBSEN L.M. (red.), 1996 – Landslide recognition: Identification, movement and causes. John Wiley & Sons, Chichester.
- DOBRAKCI R., UŚCINOWICZ SZ., 2010 – Geozagrożenia wybrzeża Bałtyku. Internet: <http://www.jednaziemia.pl/zagrozenia-ziemia/65-geozagrożenia-baltyk.html> (dostęp: 31.10.2016).
- FILIPIAK J., 2011 – Długookresowa zmienność opadów atmosferycznych w Gdańsku w okresie 1880–2008. *Pr. Stud. Geogr.*, **47**: 119–128.
- FORMELA K., MARSZ A.A., 2011 – Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971–2009). *Pr. Stud. Geogr.*, **47**: 189–196.
- FRYDEL J., 2012 – Zastosowanie metody naziemnego skaningu laserowego do oceny geodynamiki wybrzeży klifowych zagrożonych ruchami masowymi [pr. dyplom.]. Arch. Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM, Poznań.
- FRYDEL J., 2016 – Monitoring of coastal erosion of the Orłowo Cliff (Gulf of Gdańsk, Southern Baltic Sea). *W: The 13th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology*. Gdańsk, September, 12–16, 2016: 50. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- FRYDEL J., MIL L., PRZYŁUCKA M., SZARAFIN T., 2017 – Tempo erozji klifów zachodniej części Zatoki Usteckiej w rejonie Orzechowa. *W: Geoekosystem Wybrzeży Morskich 3* (red. A. Kostrzewski, M. Winowski): 8–14. Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze, Poznań–Biała Góra.
- GAWEK R., KALINOWSKI F.M., KOLA R., KREMPLEWSKI J., WILIMBERG S., 1996 – 75 lat Północnego Okręgu Kolei Państwowych. Północna Dyrekcja Kolei Państwowych, Gdańsk.
- GLADE T., ANDERSON M., CROZIER M.J. (red.), 2005 – Landslide hazard and risk. John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- GŁÓWNY URZĄD STATYSTYCZNY. Internet: <http://stat.gov.pl/> (dostęp: 31.10.2016).
- GRABOWSKI D., MARCINIEC P., MROZEK T., NESCIERUK P., RAĆZKOWSKI W., WÓJCIK A., ZIMNAL Z., 2008 – Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1:10000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- HIRSCH R., MAŁSZYCKI D., MARKOWSKA M., MIKOŁAJCZUK B., PŁAZA-OPACKA D., REMBALSKI T., RUDNICKA D., 2006 – Przewodnik po zabytkach Oksywia. Urząd Miasta Gdyni, Gdynia. Internet: http://gdynia.pl/storage/_old/gdynia.pl/g2/2008_01/14947_fileot.pdf (dostęp: 25.10.2017).
- HUNGR O., LEROUEIL S., PICARELLI L., 2014 – The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, **11**: 167–194.
- IPCC 2007 – Climate Change 2007: Synthesis Report Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (red. R.K. Pachauri, A. Reisinger). Geneva, Switzerland, 104. Internet: <http://www.ipcc.ch> (dostęp: 08.08.2017).
- JAKUSIK E., WÓJCIK R., BIERNACIK D., MIĘTUS M., 2010 – Wpływ zmian pola barycznego nad Europą i Północnym Atlantykiem na zmiany średniego poziomu Morza Bałtyckiego w strefie polskiego wybrzeża. *W: Woda w badaniach geograficznych* (red. T. Ciupa, R. Suligowski): 59–73. Wyd. Inst. Geogr. UJK, Kielce.
- JURYS L., UŚCINOWICZ G., MAŁKA A., SZARAFIN T., ZALESZKIEWICZ L., PAŃCZEK U., FRYDEL J., KAWĘCKA J., PRZEZDZIECKI P., 2014 – Identyfikacja zagrożeń wywołanych ruchami masowymi w przestrzeni zurbanizowanej na przykładzie map osuwisk Gdańska i Gdyni. *Gór. Odkryw.*, **55**, 2/3: 116–126.
- KACZMAREK H., TYSZKOWSKI S., BANACH M., 2015 – Landslide development at the shores of a dam reservoir (Włó-

- clawek, Poland), based on 40 years of reaserch. *Environ. Earth Sci.*, **74**, 5: 4247–4259.
- KAULBARSZ D., 2005 – Budowa geologiczna i glacictekonika klifu orłowskiego w Gdyni. *Prz. Geol.*, **53**, 7: 572–581.
- KELLER B., 2017 – Der Einfluss der Wurzelkohäsion auf Standsicherheit steiler Kolluvium-Hänge am Beispiel der gravitativen Prozesse am Sonnenberg bei Luzern. *W: 17. Weiterbildungsseminar. Folgen–Forschung–Praxis* (red. M. Lauterbach): 18–24, Mainz.
- KLAMERUS-IWAN A., 2014 – Różne spojrzenie na proces intercepcji drzew i jego determinanty. *Leśne Prace Badawcze*, **75**, 3: 291–300.
- KLECZKOWSKI A., 1955 – Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol., Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M., 1978 – Geomorfologia. PWN, Warszawa.
- KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KRAMARSKA R., FRYDEL J., JEGLIŃSKI W., 2011 – Zastosowanie metody naziemnego skaningu laserowego do oceny geodynamiki wybrzeża na przykładzie klifu Jastrzębiej Góry. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **446**: 101–108.
- KUBOWICZ-GRAJEWSKA A., 2016 – Experimental investigation into wave interaction with a rubble-mound submerged breakwater (case study). *J. Mar. Sci. Technol.*, **22**, 2: 313–326. DOI 10.1007/s00773-016-0412-z.
- LAMPARSKI E., MOLSKI P., CIEŚLAK P., TWARÓG P., BUCAB., 2005 – Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla projektu zabezpieczenia odcinka brzegu klifowego w Gdyni – Babich Dołach. Przedsiębiorstwo Geologiczno-Geodezyjne Geoprojekt Gdańsk.
- ŁĘCZYŃSKI L., KUBOWICZ-GRAJEWSKA A., 2013 – Studium przypadku: Klif Orłowski. *W: Sposoby ochrony brzegów morskich i ich wpływ na środowisko przyrodnicze polskiego wybrzeża Bałtyku – RAPORT* (red. T. Łabuz): 152–161. Fundacja WWF Polska.
- MAGLIULO P., LISIO A., RUSSO F., 2008 – Comparison of GIS-based methodologies for landslide susceptibility assessment. *Geoinformatica*, **13**: 253–265.
- MALINOWSKA M., MIĘTUS M., 2010 – Opady o dużym natężeniu w Gdyni i ich uwarunkowania atmosferyczne (1981–2000). *W: Woda w badaniach geograficznych* (red. T. Ciupa, R. Suligowski): 49–58. Wyd. Inst. Geogr. UJK, Kielce.
- MAŁKA A., 2015a – Modelowanie podatności osuwiskowej z zastosowaniem metody indeksowej i wysokorozdzielczych danych z lotniczego skaningu laserowego (LIDAR) na obszarze Gdańska. *Prz. Geol.*, **63**, 5: 301–311.
- MAŁKA A., 2015b – Ocena podatności osuwiskowej nadmorskich obszarów młodoglacjalnych z zastosowaniem narzędzi GIS i metod statystycznych na przykładzie Kępy Oksywskiej [pr. magister.]. Arch. Wydziału Nauk o Ziemi UMK, Toruń.
- MAŁKA A. [w druku] – Zmiany brzegowe odcinków klifowych Gdyni w ciągu ostatnich 200 lat i związane z nimi geozagrożenia. *W: Z Dziejów Kartografii. Zespół Historii Kartografii IHN PAN*, Warszawa.
- MARGIELEWSKI W., 2009 – Problematyka osuwisk strukturalnych w Karpatach fliszowych w świetle zunifikowanych kryteriów klasyfikacji ruchów masowych – przegląd krytyczny. *Prz. Geol.*, **57**, 10: 905–917.
- MICHALIK K., 2015 – Osuwiska w Polsce pozakarpaciej zarejestrowane przez PSG w latach 2007–2015. Internet: <http://geoportal.pgi.gov.pl/> (dostęp 31.10.2016).
- MIĘTUS M., FILIPIAK J., OWCZAREK M., 2003 – Czasowo-przestrzenna struktura opadów w rejonie Zatoki Gdańskiej i jej możliwe zmiany w skali XXI wieku. *W: Powódź w Gdańsku 2001* (red. J. Cyberski): 35–55. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- MIGOŃ P., 2006 – Geomorfologia. PWN, Warszawa.
- MOJSKI J.E., 1979a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27) wraz z objaśnieniami. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- MOJSKI J.E., 1979b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdynia (55) wraz z objaśnieniami. Narod. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MROZEK T., 2008 – Ocena zagrożenia osuwiskowego i związanego z nim ryzyka przy wykorzystaniu metod GIS na przykładzie okolic Szymbarku, Beskid Niski. [pr. doktor.]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- NADOLNA A. (red), 2016 – Tygodniowy Biuletyn Hydrologiczny, 12–19 lipca 2016 r. IMGW-PIB, PSHM, Warszawa.
- NAJGRAKOWSKI M., (red.), 1995 – Atlas Rzeczpospolitej Polskiej. GKG, Warszawa.
- PARRIAUX A., BONNARD C., TACHER L., 2010 – Rutschungen: Hydrogeologie und Sanierungsmethoden durch Drainage. Leitfaden. BUWAL, Bern.
- PAWŁOWSKI S., 1922 – Charakterystyka morfologiczna wybrzeża polskiego. *W: Prace Kom. Mat.-Przyr.*, ser. A, T. 1, z. 2. PTPN, Poznań.
- PAZDRO Z., 1960 — Budowa geologiczna Regionu Gdańskiego. *Rocz. PTG*, **29**: 337–346.
- PIKIES R., 2001 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żukowo (26) wraz z objaśnieniami. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIKIES R., ZALESZKIEWICZ L., 2004 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rumia (15) wraz z objaśnieniami. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIKIES R., ZALESZKIEWICZ L., 2013a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdańsk (27) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PIKIES R., ZALESZKIEWICZ L., 2013b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gdynia (16) – reambulacja. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- ROZPORZĄDZENIE Ministra Transportu, Budownictwa i Gospodarki Morskiej z dnia 25 kwietnia 2012 r. w sprawie ustalenia geotechnicznych warunków posadowienia obiektów budowlanych (Dz.U. z 2012 r. poz. 463).
- RUDOWSKI, L. ŁĘCZYŃSKI L., 2009 – Surveys of the shore and seafloor of the Kępa Redłowska area conducted by the Division of Marine Geology between 1997 and 2007. *Oceanol. Hydrobiol. Stud.*, **38**: 135–146.
- SŁOMIANKO P., JEDNORAŁ T., SEMRAU I., PIEŚCIK G., KOWALSKI T., NOWAKOWSKI, GRUSZCZYŃSKI B., NIE-SPODZIŃSKA L., MICHAŁOWSKI A., CIEŚLAK A., 1968 – Ochrona brzegów Klifu Oksywskiego [maszynopis]. Instytut Morski, Gdańsk.
- SOKOŁOWSKI R., 2014 – Budowa geologiczna i analiza sedymentologiczna osadów klifu orłowskiego. *W: Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego: 103–114* (red. R.J. Sokołowski). Wydział Oceanografii i Geografii UG, Gdańsk.
- SONNTAG P., 1910 – Geologischer Führer durch die Danziger Gegend. Verlag und Druck von A.W. Kafemann G.m.b.H., Danzig.
- SUBOTOWICZ W., 1982 – Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Gdańskie Towarzystwo Naukowe WNoZ, Ossolineum, Wrocław.
- SYSTEM teleinformatyczny Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego. Internet: <https://dane.imgw.pl/> (dostęp: 08.08.2017).

- SZCZĘCH M., JASIŃSKA A., OPARA T., KLAWIKOWSKI M., 2014 – Dokumentacja geologiczno-inżynierska dla określenia warunków geologiczno-inżynierskich dla posadowienia muru oporowego na działce 140/45, karta mapy 79, obręb Gdynia, położonej w Gdyni pomiędzy ul. Sochaczewską a ul. Łowicką. *Bad. Geol. i Geotech. GEOTEST*, Gdańsk.
- SZOPOWSKI Z., 1961 – Zarys historyczny zniszczeń polskich morskich brzegów klifowych. *W: Materiały do monografii polskiego brzegu morskiego. Z. 1.* Wydaw. PAN IBW, Gdańsk–Poznań.
- TER-STEPANIAN G., 1977 – Types of compound and complex landslides. *Bull. International Association of Engineering Geology*, **16**: 72–74.
- TYSZKOWSKI S., 2014 – Rozmieszczenie i geneza współczesnych osuwisk nizinnych w strefie bezpośredniego oddziaływania rzeki na przykładzie zbrocza Doliny Dolnej Wisły między Morskiem a Wiągiem. *Landform Analysis*, **25**: 159–167.
- USTAWA z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. z 2015 r. poz. 196, t.j., ze zm.).
- VARNES D.J., 1978 – Slope movement types and processes. *W: Landslide: Analysis and control. Special Report 176* (red. R. Schuster, R., Krizek): 12–33. NRC, Washington.
- WINOWSKI M., 2015 – Aktywność procesów osuwiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin w warunkach oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych o wysokim potencjale morfogenetycznym (Zatoka Pomorska – Bałtyk Południowy). *Landform Analysis*, **28**: 87–102.
- WOŹNIAK P.P., CZUBLA P., 2014a – Nowe spojrzenie na gliny łodowcowe w Gdyni Orłowie. *W: Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego* (red. R.J. Sokołowski): 115–122. Wydział Oceanografii i Geografii UG, Gdańsk.
- WOŹNIAK P.P., CZUBLA P., 2014b – Złożona sekwencja glacialna osadów górnego vistulianu w stanowisku Gdynia Babie Doły. *W: Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego* (red. R.J. Sokołowski): 93–102. Wydział Oceanografii i Geografii UG, Gdańsk.
- WÓJCIK A., WOJCIECHOWSKI T., 2016 – Osuwiska jako jeden z ważniejszych elementów zagrożeń geologicznych w Polsce. *Prz. Geol.*, **64**, 9: 701–709.
- ZABUSKI L., THIEL K., BOBER L., 1999 – Osuwiska we fliszu Karpat polskich. *W: Geologia, modelowanie, obliczanie stateczności.* Wyd. IBW PAN, Gdańsk.
- ZALESZKIEWICZ L., PIKIES R., 2007 – Klif Orłowski – historia geologiczna. Państw. Inst. Geol., Gdańsk.
- ZAWADZKA-KAHLAU, 1999 – Tendencje rozwojowe polskich brzegów Bałtyku Południowego. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- ZEISE O., 1903 – Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Maßstab 1:25 000. Blatt Danzig. Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, Berlin.
- ZIEMIAŃSKI M., WÓJCIK L., 2003 – Warunki meteorologiczne powodzi w rejonie Gdańska w dniu 9 lipca 2001 r. *W: Powódź w Gdańsku 2001* (red. J. Cyberski): 57–68. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk.
- ŻARNOWIECKI G., 2008 – Związki pomiędzy pokrywą śnieżną a roślinnością na przykładzie łąk Białowieskiego Parku Narodowego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, **216**.

SUMMARY

A variety of natural and anthropogenic factors causes mass movements in the coastal area of Gdynia. The location of the town (Fig. 1) makes the sea level changes and storms the main factors of erosion. Heavy rains and periods of warming during winters as well as the destruction of natural coastal environment by human activity are also important factors. Rainstorms exceeding 100 mm a day may also trigger mass movements. Geologic, geomorphologic and hydrogeologic factors as well as the vegetation also influence the scale and intensity of the mass movements. The dynamics of landslides might be modified by glaciectonics and sedimentary structures of the substratum.

Cliff landslides can be distinguished from landslides developed inland by the mechanism and statistical data. Small inland landslides predominate. The main cause of their development is human activity. At present the hilly moraine areas of Gdynia are more densely populated than the plain ones. These demographic differences in Gdynia area are reflected in the frequency of landslides observed in the years 2001, 2004, 2011, 2016 and 2017. Among these landslides the most common are the landslips and land flows that might occur together. In such cases we call them complex landslides.

Cliff landslides form a separate group of mass movements that cover large areas (Figs. 3, 5). Slopes of cliffs are covered with a variety of mass movements including earthslide, earth-fall, earth-flow, earth-topple. Complex landslides are also present. Cliff mass movements are not common in

the Gdynia area (only 19% of the total number of landslides) but they constitute over 60% of the area covered by mass movements (Figs. 3–5).

Erosion of the coast is most intense on narrow strips of land of peninsula type called “cypel”. At present the erosion is the most intense on the Cypel Redłowski. During the nineteenth century the pace of erosion of the Oksywie Cypel was the greatest. At that time the damage was catastrophic. Within 60 years, the fortifications built between 1810 and 1812 were completely destroyed by erosion (Fig. 10). Since more than one hundred years now a specially build barrier has protected the Oksywie Cypel and the landslide is not active anymore. Nevertheless the Oksywie Cypel lost its former shape (Fig. 10) and it is not identified on topographic maps.

At present the most sea extending part of Gdynia is Cypel Redłowski. There landslides are the most active. The retreat of the Cypel Redłowski cliff between 2010 and 2015 measured by the Terrestrial Laser Scanning (TLS) was nearly 5 m (that is about 1 m a year) (Fig. 11). At present the damage caused by the cliff retreat is minimal due to only a few buildings located near the edge of the cliff. An exception is a stabilized landslide in Babie Doły (Figs. 5–8).

The dominant in Gdynia are the earth-slide and earth-flow that cause rather high risk of landslides. So far the most visible damage were cracks of building walls, and vegetation, vehicles, railway equipment as well as other infrastructure covered by the landslide waste.