

SYTUACJA GEOLOGICZNA I GEOMORFOLOGICZNA STANOWISKA



GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SITUATION OF THE SITE

Stanowisko archeologiczne w Gaju zlokalizowane jest około 4 km na SSW od Izbicy Kujawskiej (ryc. 1), leży po zachodniej stronie Jeziora Modzerowskiego (zwanego również Jeziorem Długim) w odległości 225 m od jego zachodniej linii brzegowej (ryc. 2; 3). Pod względem fizycznogeograficznym obszar znajduje się w środkowej części Pojezierza Kujawskiego (315.57) (J. Kondracki 1994; 2002; J. Solon i in. 2018). Mezo-region ten wchodzi w skład makroregionu Pojezierze Wielkopolskie (315.5), podprowincji Pojezierza Południowo-bałtyckie (314–316) i prowincji Niż Środkowoeuropejski (31). W podziale geomorfologicznym według Sylwii Gilewskiej (1986; 1999) przynależność regionalna obszaru jest analogiczna. Obszar położony jest w zasięgu ostatniego zlodowacenia i znajduje się na bezpośrednim zapleczu *Last Glacial Maximum* (LGM) (R. Galon 1953; W. Wysota 2002; W. Wysota i in. 2009; M. Roman 2010; 2012; L. Marks 2011; 2012; P. Molewski 2014). Granica maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu położona jest nie dalej niż 5 km na południe od stanowiska. Według Leszka Marksa i in. (2006) LGM przebiega wzdłuż południowej linii brzegowej Jeziora Modzerowskiego i Jeziora Brdowskiego. Zaś według Małgorzaty Roman (2010) około 1–2 km na południe od tych zbiorników.

W nawiązaniu do jednostek geologiczno-strukturalnych podłoża kenozoiku, obszar leży w obrębie antyklinorium śródpolskiego, w jego centralnej części zwanej segmentem kujawskim (A. Żelaźniewicz i in. 2011). Stanowi on strefę aktywnej tektoniki salinarnej, w której osady mezozoiku przebite zostały wysadami górnopermskich soli cechsztyńskich m.in. w rejonie Izbicy Kujawskiej. Utwory permo-mezozoiku przykryte są ciągłą pokrywą osadów kenozoiku o zróżnicowanej miąższości, zbudowanej z utworów paleogenu, neogenu oraz czwartorzędu (plejstocenu i holocenu). Podłoże czwartorzędu stanowią osady neogenu lub lokalnie dolnej kredy (M. Brzeziński 2013). W rejonie Jeziora Modzerowskie-

Archaeological site at Gaj is situated c.a. 4 km southwest of Izbica Kujawska (fig. 1). It lies on the western side of Modzerowskie/Długie Lake, c.a. 225 m away from its western shoreline (fig. 2; 3). In physical-geographical terms, the area is situated in the central part of the Kuyavian Lake District (315.57) (J. Kondracki 1994; 2002; J. Solon *et al.* 2018). The mesoregion is part of the microregion of the Greater Poland Lake District (315.5), sub-province of the South-Baltic Lake District (314–316) and the province of Central European Plain (31). The geomorphological division made by Sylwia Gilewska (1986; 1999) confirms the regional attribution of the area. It is situated within the range of the Last Glacial Period in the hinterland of the Last Glacial Maximum (LGM) (R. Galon 1953; W. Wysota 2002; W. Wysota *et al.* 2009; M. Roman 2010; 2012; L. Marks 2011; 2012; P. Molewski 2014). The border of the maximum range of the last ice sheet lies no further than 5 km south of the site. According to Leszek Marks *et al.* (2006) LGM runs along the southern shoreline of Modzerowskie/Długie and Brdowskie Lakes. According to Małgorzata Roman (2010) it is found 1–2 km south of the reservoirs.

As regards geological-structural units of Cenozoic substrate, the area lies within the boundaries of Middle Polish anticlinorium, in its central part, called the Kuyavian segment (A. Żelaźniewicz *et al.* 2011). It forms a zone of active salt tectonics, in which Mesozoic sediments were penetrated by the Upper Permian Cechsztyń salts, interalia in the region of Izbica Kujawska. The Permian-Mesozoic sediments are covered by Cenozoic sediment, diversified in thickness and made up of Paleogene, Neogene, and Quaternary (Pleistocene and Holocene) sediments. The Quaternary substrate is made up of Neogene sediments or locally-Lower Cretaceous sediments (M. Brzeziński

go powierzchnia podczwartorzędowa położona jest na rzędnej około 90 m n.p.m. (E. Ciuk 1980; M. Roman 2010; 2020).

Pokrywą osadów czwartorzędu tworzą głównie osady plejstocenu, związane z kilkukrotną obecnością lądolodów skandynawskich. Miąższość tych utworów dochodzi w rejonie Izbicy Kujawskiej i Jeziora Brdowskiego do ponad 150 m. Plejstocen zbudowany jest z co najmniej trzech poziomów glin lodowcowych i rozdzielających je piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz mułków i iłków zastoiskowych. Najstarsze serie glacialne związane są z nasunięciem lądolodów kompleksu południowopolskiego (Z. Kozydra, M. Brzeziński 1996; 2013; M. Brzeziński 2009; 2013; M. Roman 2010). Ciągły poziom tworzą gliny zlodowaceń środkowopolskich, które zdaniem M. Roman (2010; 2012; 2020) odegrały zasadniczą rolę w kształtowaniu rzeźby i budowy geologicznej okolic Izbicy Kujawskiej.

Na Pojezierzu Kujawskim udokumentowane zostało występowanie jednego poziomu glin zwałowych zlodowacenia wisły (S. Skompski 1969; M. Baraniecka 1989; 1991; 1993; 1997; M. Roman 2003; 2010; P. Molewski 2007; M. Roman i in. 2014) o maksymalnej miąższości 13 m (M. Roman 2010). Morfologiczna działalność ostatniego lądolodu zdecydowała o cechach rzeźby tego obszaru. Przy czym ożywiona dyskusja dotyczy okresu wkroczenia tegoż lądolodu na interesujący nas obszar. Na fazę leszczyńską jako fazę maksymalną zlodowacenia wisły na Pojezierzu Kujawskim wskazywano głównie w starszej literaturze (m.in.: R. Galon 1961; R. Galon, L. Roszkówna 1961; 1967; S. Różycki 1972; J. Mojski 1984; 2005; M. Baraniecka 1989; 1993). Za młodszą fazą poznańską opowiadali się zarówno wcześniejsi, jak i późniejsi badacze (m.in. P. Woldtstedt 1932; J. Łyczewska 1960; J. Mojski 1960; 1969; S. Skompski 1969; M. Baraniecka, S. Skompski 1978; S. Kozarski 1995; W. Wysota 2002; W. Wysota i in. 2009; M. Roman 2010; 2019). Wiek fazy poznańskiej, zgodnie z ustaleniami Stefana Kozarskiego (S. Kozarski 1995; S. Kozarski, B. Nowaczyk 1999; B. Nowaczyk 2008), określony został na 18,8 tys. lub 18,4 tys. lat według Wojciecha Wysoty i in. (2009). Zdaniem Pawła Molewskiego (2007) transgresja odpowiedzialna za złożenie najmłodszej gliny jest młodszą niż 20,9 tys. lat (por. też K. Przegiętka i in. 2008). Przed 17,7 tys. lat temu, gdy lądolód stagnował na linii moren subfazy chodzieskiej (według S. Kozarskiego 1995), obszar Pojezierza Kujawskiego był już wolny od zwartej pokrywy lodowej.

Analizowany obszar znalazł się w zasięgu tzw. łobu płockiego według S. Skompskiego (1969). Zdaniem większości badaczy zlodowacenie wisły osiągnęło nad dolną Wisłą maksymalny zasięg (LGM) w fazie poznańskiej stadiału głównego

2013). In the region of Modzerowskie/Długie Lake the sub-Quaternary deposits lie on the ordinate c.a. 90 m ASL (E. Ciuk 1980; M. Roman 2010; 2020).

Quaternary sediments are mainly made up of Pleistocene deposits connected with the multiple presence of Scandinavian ice sheets. They may even reach over 150 m thickness in the region of Izbica Kujawska and Brdowskie Lake. Pleistocene sediment is made up of at least three levels of till separated by sands and fluvioglacial gravels, silts and varved clays. The oldest glacial series are connected with the advance of ice sheets of the South Polish Complex (Z. Kozydra, M. Brzeziński 1996; 2013; M. Brzeziński 2009; 2013; M. Roman 2010). A continuous level is formed by till of the Middle Polish Glaciation, which according to M. Roman (2010; 2012; 2020) played a crucial role in shaping geological landform of the vicinity of Izbica Kujawska.

Kuyavian Lake District bears traces of one level of till of Vistulian Glaciation (S. Skompski 1969; M. Baraniecka 1989; 1991; 1993; 1997; M. Roman 2003; 2010; P. Molewski 2007; M. Roman *et al.* 2014) maximum 13 m thick (M. Roman 2010). Morphological activity of the last ice sheet determined the landform of the area. What raises animated discussion is the exact time when the ice sheet advanced to the area in question. Older literature on the subject (inter alia: R. Galon 1961; R. Galon, L. Roszkówna 1961; 1967; S. Różycki 1972; J. Mojski 1984; 2005; M. Baraniecka 1989; 1993) points to the Leszno Phase as the maximum glaciation of the Vistula in the Kuyavian Lake District. The younger Poznań phase was implied by both earlier and later researchers (inter alia P. Woldtstedt 1932; J. Łyczewska 1960; J. Mojski 1960; 1969; S. Skompski 1969; M. Baraniecka, S. Skompski 1978; S. Kozarski 1995; W. Wysota 2002; W. Wysota *et al.* 2009; M. Roman 2010; 2019). According to the findings by Stefan Kozarski (S. Kozarski 1995; S. Kozarski, B. Nowaczyk 1999; B. Nowaczyk 2008) the Poznań phase has been dated to 18,800 thousand or 18,400 thousand years, after Wojciech Wysota *et al.* (2009). According to Paweł Molewski (2007) transgression responsible for the deposits of the younger till is younger than 20,900 thousand years (*cf.* also K. Przegiętka *et al.* 2008). Over 17,700 thousand years ago when the ice sheet stagnated on the line of moraines of the Chodzież subphase (after S. Kozarski 1995), it was free of compact ice cover.

The analysed area is situated within the range of the so called Płock lobe, after S. Skompski (1969). According to most researchers the glaciation of the Vistula

(por. G. Petterson 2002; W. Wysota 2002; M. Roman 2006; 2010; 2019; P. Molewski 2007; W. Wysota, P. Molewski 2007). Choć istnieją opinie (zob. Z. Lamparski 1964; A. Ber 1968; J. Mojski 2005), że łob płocki wykształcony został w fazie leszczyńskiej, a faza poznańska była także tu fazą recesyjną. Badania M. Roman (2010; M. Roman i in. 2014) dowodzą, że nie doszło do wkroczenia lądolodu na obszar południowo-wschodnich Kujaw we wczesnym vistulianie (stadiał torunia), ani w środkowym (stadiał świecia) vistulianie. Zasadniczy zatem, z punktu widzenia rozwoju Kotliny Płockiej, problem stanowi kwestia transgresji i zaniku ostatniego lądolodu (tj. lądolodu wisły) na jej obszarze. Omówiona ona została szczegółowo przez M. Roman (2010), a wcześniej m.in. przez: L. Marksa (2002); M. Roman (2003; 2006; 2007); W. Wysotę i P. Molewskiego (2007); P. Molewskiego (2007); W. Wysotę i in. (2009).

Działalność lądolodu wisły zapisała się na omawianym obszarze akumulacją osadów lodowcowych, czołowomorenowych i wodnolodowcowych. Przed nasunięciem ostatniego lądolodu miała miejsce akumulacja mięższych (do 10 m) serii zastoiskowych. W rejonie Izbicy Kujawskiej udokumentowany został jeden pokład gliny lodowcowej zlodowacenia wisły formującej wysoczyzny polodowcowe Pojezierza Kujawskiego (Z. Kozydra, M. Brzeziński 1996; 2013; M. Brzeziński 2009; 2013; M. Roman 2010).

Młodoglacjalna rzeźba południowej części Pojezierza Kujawskiego charakteryzuje się obecnością dwu pasm wzgórz morenowych o przebiegu równoleżnikowym. Południowe wyższe pasmo przebiega przez okolice Brdowa i dalej na wschód w rejon Przedcza i Chodcza. Północne pasmo obejmuje m.in. okolice Jeziora Głuszyńskiego. Między ciągami morenowymi znajduje się obszar równinny ukształtowany w formie moreny dennej płaskiej lub falistej i wykorzystywany przez górny odcinek Noteci (W. Niewiarowski 1983). Równoleżnikowy ciąg niewielkich pagórków czołowomorenowych, biegnących od Jeziora Modzerowskiego przez jezioro Karaśnia ku wschodowi po Pagórki Chodeckie, zdaniem M. Roman (2010), ma charakter moren przekoczonych, których powierzchnię przykrywa glina lodowcowa, a wewnątrz budują piaski, żwiry i głązy z wkładkami glin spływowych złożone w obrębie stożków glacialmarginalnych. Osady glacialmarginalne uległy deformacji, spiętrzeniu i nakryciu cienką warstwą gliny w trakcie transgresji lądolodu do linii jego maksymalnego zasięgu i następującej po niej recesji. Małgorzata Roman (2020) podkreśla, że wewnątrz pagórków przekoczonych zawierają liczne głązy eratyczne, które mogły stanowić źródło surowca do budowy obstaw megalitów.

reached maximum range (LGM) during the Poznań Phase of the Main Stadial (*cf.* G. Petterson 2002; W. Wysota 2002; M. Roman 2006; 2010; 2019; P. Molewski 2007; W. Wysota, P. Molewski 2007). Some researchers claim (*cf.* Z. Lamparski 1964; A. Ber 1968; J. Mojski 2005) that the Płock lobe was formed during the Leszno Phase, and the Poznań Phase was a recession phase. Research by M. Roman (2010; M. Roman *et al.* 2014) attests that the ice sheet did not advance to the area of south-eastern Kuyavia either in the Early Vistulian (Toruń Stadial) or in the Middle Vistulian (Świecie Stadial). Thus the key issue, from the point of view of the development of the Płock Basin, is the problem of transgression and disappearance of the last ice sheet (Vistulian ice sheet) in this area. The problem was thoroughly dealt with by M. Roman (2020) and before that by: L. Marks (2002); M. Roman (2003; 2006; 2007); W. Wysota and P. Molewski (2007); P. Molewski (2007); W. Wysota *et al.* (2009).

The Vistulian ice sheet caused the accumulation of glacial deposits both terminal moraine and fluvioglacial in character. The advancement of the last ice sheet was preceded by the accumulation of thick (up to 10 m) stagnation deposits. In the region of Izbica Kujawska there was one layer of till of the Vistulian glaciation forming post-glacial plains of the Kuyavian Lake District (Z. Kozydra, M. Brzeziński 1996; 2013; M. Brzeziński 2009; 2013; M. Roman 2010).

Young glacial landform of the southern part of the Kuyavian Lake District is characterised by the presence of two strips of morainic hills of latitudinal direction. The southern higher strip runs through the area of Brdów and then further eastwards in the region of Przedecz and Chodecz. The northern strip encompasses inter alia the vicinity of Głuszyńskie Lake. Between the morainic strips an area extends, which assumes the form of a flat morainic plain or an undulated morainic plain exploited by the upper part of the Noteć river (W. Niewiarowski 1983). The latitudinal expanse of small hills of terminal moraine character running from Modzerowskie Lake through Karaśnia Lake eastwards up to Chodecz Hills has, according to M. Roman (2010), the character of an older moraine affected by later glaciation, covered by till and made up of sands, gravels and boulders with inserts of flow tills deposited in the area of glacialmarginal fans. Glacialmarginal deposits were deformed, accumulated and covered by a thin layer of till during the transgression of the ice sheet to the line of its maximum range, which was followed by recession. Małgorzata Roman (2020) underlines that the interior of the hills is made up of erratic boulders, which may have been used for building megalith cairns.

W rzeźbie obszaru położonego kilka kilometrów na północ od Gaju wyraźną dominantę krajobrazową stanowi izolowane wzniesienie Izbicy Kujawskiej o wysokości bezwzględnej sięgającej 144 m n.p.m. i wysokościach względnych 25–40 m. Wchodzi ono w skład łukowato wygiętego ciągu wałów zasadniczo o orientacji WNW–ESE, długości około 5,5 km i szerokości wahającej się od 1,3 do 0,25 km. Zdaniem M. Roman (2010; 2012) budowa geologiczna i rzeźba form mają charakter palimpsestowy. Wzniesienie Izbicy Kujawskiej złożone jest bowiem z form glacialnych, w części zbudowane jest jednak ze starszych, przetrwałych elementów o tej samej genezie, powstałych jednak podczas wcześniejszego nasunięcia lądolodu. Cokół formy uformowany został przed nasunięciem ostatniego lądolodu, natomiast charakterystyczna postać wału ukształtowana została podczas transgresji i zaniku ostatniego lądolodu fazy poznańskiej około 19–18 tys. lat temu (M. Roman 2010).

Ponieważ interesujący nas obszar znalazł się w zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia (zlodowacenia wisły), dlatego jego relief ma typowe cechy rzeźby młodoglacjalnej, charakteryzującej się znacznymi deniwelacjami rzeźby terenu oraz bogatym zespołem form polodowcowych o zróżnicowanej genezie, głównie glacialnej i glacialfluwialnej i glaciallimnicznej, a także obecnością jezior polodowcowych.

Dominującą formą geomorfologiczną obszaru jest wysoczyzna polodowcowa uformowana podczas zaniku ostatniego lądolodu (około 19–18 ka BP). W jej obrębie największą powierzchnię zajmuje wysoczyzna morenowa płaska sięgająca 105–120 m n.p.m. W okolicach Gaju powierzchnia rozległej wysoczyzny morenowej płaskiej osiąga rzędne 115–120 m n.p.m. W sąsiedztwie cmentarzyska wysoczyzna morenowa obniża się do 113 m n.p.m. na południe, do 105 m n.p.m. na północ od niego. Zaś w bezpośrednim otoczeniu grobowców rzędne powierzchni terenu sięgają 108–110 m n.p.m. Generalnie powierzchnia terenu łagodnie opada z południa i południowego zachodu ku północy. Samo stanowisko zajmuje niewielką lokalną kulminację terenu. Nachylenia stoków w najbliższym otoczeniu nie przekraczają 3 stopni.

Na obszarze cmentarzyska megalitycznego w Gaju, jak i w jego najbliższym otoczeniu, dominują w powierzchniowej budowie geologicznej gliny zwałowe zlodowacenia wisły. Miejscami są one przykryte piaskami i żwirami lodowcowymi. Jedynie niewielkie powierzchnie zbudowane są z piasków i żwirów wodnolodowcowych. Wysoczyzna morenowa płaska jest zbudowana tutaj z glin lodowcowych, miejscami przykrytych osadami ablacyjnymi oraz wodnolodowcowymi w postaci gliniastych piasków i piasków ze żwirami o miąższości 0,5–2,0 m. Gliny lodowcowe lokalnie wzboga-

The landform of the area, situated several kilometres north of the village of Gaj, is dominated by an isolated hill of Izbica Kujawska, whose absolute height reaches 144 m MSL and relative heights between 25 and 40 m. It is part of an arched series of embankments of WNW–ESE orientation, length of c.a. 5.5 km and width ranging from 1.3 to 0.25 km. According to M. Roman (2010; 2012) geological structure and landform are of palimpsestic character. The hill of Izbica Kujawska is made up of glacial sediments, but also of older deposits of the same origin which had been formed during the earlier advance of the ice sheet. The base of the deposits was formed before the advance of the last ice sheet, whereas the characteristic shape of the embankment was formed during the transgression and disappearance of the last ice sheet of the Poznań Phase c.a. 19 000–18 000 years ago (M. Roman 2010).

Because the area in question was within reach of the ice sheet of the last glaciation (glaciation of the Vistula), therefore its relief has typical features of young glacial landform, marked by considerable height differences and a variety of post-glacial deposits of various origin, mainly glacial, glaciofluvial and glaciallimnic, as well as the presence of postglacial lakes.

Postglacial plain formed during the last ice sheet (c.a. 19–18 ka BP) is a dominant geomorphological form of the area. Within its range, the largest area is occupied by a flat morainic plain reaching 105–120 m MSL. In the vicinity of the cemetery, the morainic plain lowers down to 113 m MSL southwards, and to 105 m MSL northwards. In the immediate vicinity of the long barrow, the ordinates of the area reach 108–110 m MSL. The area gently descends from the south and south-west northwards. The site occupies a small local terrain elevation. The inclination of the slope in the nearest vicinity does not exceed 3 degrees.

In the area of the megalithic cemetery at Gaj and in its closest vicinity, geological structure is dominated by tills of the Vistulian glaciation. In some places they are covered by sands and glacial gravels. Only small patches are made up of sands and fluvioglacial gravels. The flat morainic plain is made up of glacial till, occasionally covered by ablation and fluvioglacial sediments in the form of loamy sands and sands with gravels, between 0.5–2.0 m thick. Till is locally enriched by erratic boulders. The latter are most frequent on the slopes of subglacial tunnel valleys (M. Roman 2020).

The area of the site is situated over 200 m from the margin of the morainic plain, cut across by the subglacial tunnel valley of Modzerowskie Lake. A steep slope of the

cone są w gwałtowny materiał eratyczny. Materiał gwałtowny najczęściej występuje na stokach rynien subglacialnych (M. Roman 2020).

Obszar stanowiska położony jest nieco ponad 200 m od skraju wysoczyzny morenowej rozcinanej przez rynną subglacialną Jeziora Modzerowskiego. Stromy stok rynny osiąga w Gaju 4 m, a powierzchnia lustra wody znajduje się na wysokości około 103 m n.p.m. W okolicach Izbicy Kujawskiej liczne rynny polodowcowe na ogół o orientacji południkowej rozcinają wysoczyznę polodowcową. Są one współcześnie wypełnione misami jeziornymi oraz równinami akumulacji biogenicznej, zbudowanymi z osadów jeziorno-torfowiskowych (głównie gytty i torfów). W rejonie Gaju wstępują dwie duże formy tego typu: rynny Jeziora Brdowskiego oraz rynna Jeziora Modzerowskiego połączona z rynną biegnącą od Izbicy do tego jeziora (M. Roman 2020). Głębokość wcięcia rynien osiąga maksymalnie 25 m. Miąższość osadów jeziorno-torfowiskowych wypełniających formy jest zróżnicowana, wyjątkowo osiąga ponad 10 m (M. Brzeziński 2013). W bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska powierzchnia wysoczyzny rozcięta została przez rynną subglacialną o przebiegu południowym, która zajęta jest przez wody Jeziora Modzerowskiego oraz w północnej części przez równiny biogeniczne. W obrębie rynny zidentyfikowane zostały także niewielkie pagórki ozowe i kemowe, zbudowane odpowiednio z osadów piaszczysto-zwirowych i mułkowo-piaszczystych. W wąskiej dolinie Noteci uchodzącej z północnej części rynny występują piaski rzeczne (Z. Kozydra, M. Brzeziński 1996; 2013; M. Brzeziński 2009; 2013).

Obserwacje poczynione w trakcie terenowych badań archeologicznych reliktyw grobowca nr 2 w Gaju pozwoliły na postawienie hipotezy o pierwotnym istnieniu niewielkiej lokalnej kulminacji związanej z nieznaczną elewacją stropu gliny zwałowej. Jej istnienia dowodzą fakty świadczące o antropogenicznym ścięciu powierzchni terenu, w tym stropowych partii gliny zwałowej w miejscu i jednocześnie bezpośrednio przed budową nasypu grobowca. Powierzchnia gliny jest bowiem w pierwotnym zarysie grobowca niemal płaska, ukształtowana w niewielkie terasy. Miejscami, zwłaszcza w części czołowej grobowca, pierwotny profil glebowy zredukowany zaś został o poziomy eluwialne i iluwialny, a szczeliny kontrakcji termicznej mają mniejsze rozmiary niż w otoczeniu grobowca. Ponadto wykonane sondowania geologiczne dowiodły, że strop gliny generalnie obniża się w otoczeniu obu grobowców. Pośrednim dowodem na antropogeniczne usunięcie części pierwotnych nawarstwień gliniastych jest charakter zachowanych reliktyw nasypu grobowca nr 2, który tworzą gliny przemieszane z piaskami próchnicznymi, zawie-

tunnel valley reaches 4 m at Gaj, and the surface of water is situated at the level of 103 m MSL. In the vicinity of Izbica Kujawska multiple postglacial tunnel valleys, mainly of longitudinal orientation, cut across the postglacial plain. They are currently filled with lake basins and plains of biogenic accumulation made of lacustrine-peat sediments (mainly gyttja and peats). In the area of Gaj there are two large forms of this type: tunnel valleys of Brdowskie Lake and tunnel valley of Modzerowskie Lake linked with the tunnel valley situated between Izbica and the lake (M. Roman 2020). The depth of the tunnel valley indentation reaches maximum 25 m. Lacustrine-peat deposits are diversified in terms of thickness, exceptionally reaching over 10 m (M. Brzeziński 2013). In the immediate vicinity of the site, the surface of the plain is cut across by the subglacial tunnel valley of S orientation, occupied by the waters of Modzerowskie Lake and in the northern part by biogenic plains. In the area of the tunnel valley small esker and kame hills were identified made up of sand-gravel and silt-sand sediments respectively. The narrow valley of the Noteć river going from the northern part of the tunnel valley is filled with river sands (Z. Kozydra, M. Brzeziński 1996; 2013; M. Brzeziński 2009; 2013).

Observations made during the archaeological field works of the remains of long barrow no. 2 at Gaj permitted a hypothesis concerning a primary existence of a small local terrain elevation connected with a slight elevation of the till ceiling. Its existence is attested by the facts which prove an anthropogenic flattening of the terrain, including the sections of the till in the ceiling and directly in front of the long barrow's embankment. The till in the primary layout of the long barrow is almost completely flat, shaped in the form of small terraces. In some places, especially in the front section of the long barrow, the primary soil cross-section lacks eluvial and illuvial levels and the cracks of thermal contraction are smaller than the vicinity of the long barrow. Besides, geological trial tests have confirmed that the till ceiling lowers down in the vicinity of both long barrows. Indirect evidence of the anthropogenic removal of some primary levels of till is provided by the character of the preserved remains of the embankment of long barrow no. 2, made up of till mixed with humus sands and containing multiple artefacts. In the close vicinity of long barrow no. 2, in the archaeological trench, there are sandy and loamy-sandy sediments, maximum 0.5 m thick. These are glacial or fluvio-glacial sediments, similar to the sediments unearthed in the vicinity of the megalithic long barrows. They may have been partly re-

rające liczne artefakty. W bezpośrednim otoczeniu grobowca nr 2, w granicach wykopu archeologicznego, udokumentowane zostały osady piaszczyste i gliniasto-piaszczyste o miąższości nieprzekraczającej 0,5 m. Są to osady lodowcowe lub wodnolodowcowe, podobne to utworów udokumentowanych w otoczeniu grobowców megalitycznych. Mogły one zostać w stropie częściowo przewiane lub przemieszczone przez procesy stokowe o niewielkiej sile. Podlegały one również w warunkach naturalnych procesom pedogenetycznym. Osady te zostały miejscami przekształcone w wyniku pradziejowej, średniowiecznej i nowożytnej aktywności osadniczej.

Badania Piotra Kittela i in. (2020) dowodzą, że cmentarzyska megalityczne ludności KPL w rejonie Izbicy Kujawskiej lokalizowane były najczęściej na powierzchniach gliniastych wysoczyzn morenowych, które położone były jednak w sąsiedztwie obszarów sandrowych. Interpretowano to z jednej strony jako dążenie do kulminacyjnego lokalizowania nekropolii, z drugiej jednak kluczowa mogła być dostępność źródeł surowca do wznoszenia konstrukcji megalitycznych. Przy czym podłoże cmentarzysk megalitycznych, jak i ich najbliższe otoczenie, zbudowane było najczęściej z piasków gliniastych. Zauważono jednocześnie, że statystycznie istotne było odsuwanie większości cmentarzysk od rozległych obszarów podmokłych, przy jednoczesnym ciążeniu w kierunku wód otwartych. Cmentarzysko w Gaju położone jest w obrębie rozległej wysoczyzny morenowej płaskiej, w której budowie powierzchniowej dominują piaski gliniaste. Jednocześnie znajduje się ono w bezpośrednim sąsiedztwie rynny subglacialnej wypełnionej wodami jeziora oraz osadami biogenicznymi. Zwraca także uwagę kulminacyjne położenie cmentarzyska. Uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne wskazują, że budowniczy megalitów w Gaju mieli łatwy dostęp do podstawowych surowców skalnych niezbędnych do wzniesienia grobowców megalitycznych, takich jak: 1. stosunkowo łatwe do eksploatacji utwory gliniasto-piaszczyste, 2. głazy narzutowe występujące na powierzchni wysoczyzny, a zwłaszcza na krawędzi nieodległej rynny subglacialnej; 3. niewielkie ilości osadów biogenicznych występujących w dnie rynny przy północnym brzegu Jeziora Długiego.

moved or relocated by small scale slope processes. They also underwent pedogenetic processes. The sediments were in some places transformed as a result of prehistoric, medieval and early modern settlement activity.

The research by Piotr Kittel *et al.* (2020) confirms that megalithic cemeteries of the communities of the Funnel Beaker culture in the region of Izbica Kujawska were usually located on the surface of loamy morainic plains in the neighbourhood of outwash plains. This has been interpreted as an attempt to locate the necropolis on elevated areas, or with easy access to raw material, necessary to build megalithic constructions. The base of megalithic cemeteries and their vicinity were usually made of loamy sands. It has been observed that statistically it was relevant to move most cemeteries away from extensive marshy areas with a shift towards open waters. The cemetery at Gaj is located on an extensive flat morainic plain, mainly made up of loamy sands. At the same time, it is situated in the immediate neighbourhood of the subglacial tunnel valley filled with lacustrine waters and biogenic sediment. The prominent location of the cemetery is also noteworthy. Geological and geomorphological conditions indicate that the builders of the megaliths at Gaj had easy access to the main raw material, necessary to erect megalithic long barrows. These include: 1. loamy-sandy sediments relatively easy to exploit; 2. erratic boulders found on the surface of the plain, especially on the margin of the nearby subglacial tunnel valley; 3. small amounts of biogenic sediments, which can be found at the bottom of the tunnel valley, on the northern margin of Długie Lake.