

PAWEŁ BODZAK

**DETEKCJA I LOKALIZACJA
WYŁADOWAŃ ATMOSFERYCZNYCH**

WARSZAWA 2006

1. Wstęp.....	5
2. Historia badań nad wyładowaniami atmosferycznymi	8
3. Fizyka wyładowań atmosferycznych.....	22
3.1. Atmosfera ziemska jako globalny obwód elektryczny.	22
3.2. Proces powstawania chmur generujących wyładowania atmosferyczne.	25
3.3. Procesy elektryzacji chmury burzowej.	31
3.4. Rodzaje wyładowań atmosferycznych.	34
3.5. Wyładowania chmurowe.....	37
3.6. Wyładowania chmura – ziemia.....	40
3.7. Zjawiska świetlne towarzyszące chmurom burzowym.....	49
3.8. Inne typy wyładowań.	52
3.9. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a innymi parametrami meteorologicznymi.....	57
3.9.1. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a opadem dla systemów konwekcyjnych.....	58
3.9.2. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a zawartością lodu w chmurze.	59
3.9.3. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a dynamiką i mikrofizyką systemów konwekcyjnych.	60
3.9.4. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a zmianami klimatu.	
62	
4. Metody detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.....	65
4.1. Parametry fizyczne umożliwiające detekcję i lokalizację wyładowań atmosferycznych.	67
4.2. Propagacja fal elektromagnetycznych i akustycznych w atmosferze.	70
4.3. Detekcja i dyskryminacja wyładowań atmosferycznych.	73
4.4. Lokalizacja wyładowań atmosferycznych.	75
4.4.1. Techniki DF.....	77
4.4.2. Techniki TOA.	81
4.4.3. Techniki mieszane DF & TOA.	83
4.5. Warunki wyboru lokalizacji punktów pomiarowych.	85
5. Systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.....	87
5.1. Parametry operacyjne systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych....	89

5.2. Systemy naziemne.....	90
5.2.1. Systemy oparte o stacje detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych ALDF.	91
5.2.2. System ATD	92
5.2.3. Systemy pracujące w paśmie ELF, bazujące na rezonansie Schumann'a.....	95
5.2.4. System IMPACT	97
5.2.5. Systemy LDAR.....	103
5.2.6. Systemy LPATS.....	106
5.2.7. Systemy wykrywania radiotrzasków (spherics).....	108
5.2.8. System SAFIR.....	110
5.2.9. Systemy serii TS x000.....	123
5.3. Systemy satelitarne.....	127
5.4. Międzynarodowe sieci systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.	133
6. Zastosowanie danych piorunowych.....	139
6.1. Meteorologia.....	140
6.2. Lotnictwo.	142
6.3. Pożarnictwo.....	143
6.4. Energetyka.....	144
6.5. Ubezpieczenia.....	145
6.6. Inne zastosowania.	146
7. Dostępność danych piorunowych dla terenu POLSKI	148
7.1. Dane dostępne w IMGW.....	149
7.2. Dane z innych systemów.....	153
8. Zakończenie.....	157
DODATKI.....	160
SŁOWNICZEK WYBRANYCH POJĘĆ	161
INDEKS SKRÓTÓW	169
BIBLIOGRAFIA	172

1. Wstęp

Wraz z podpisaniem, w 2000 roku, kontraktu na budowę i wdrożenie operacyjne systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, w ramach programu modernizacji państwowej służby hydrologiczno-meteorologicznej - Systemu Monitoringu i Osłony Kraju (SMOK), Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) rozpoczął nową erę w dziedzinie obserwacji wyładowań atmosferycznych. Zbudowany w 2001 roku system, nazwany PERUN, rozpoczął pracę operacyjną w 2002 roku wnosząc do służby nową, nieosiągalną dotychczas jakość. Dane z systemu dostarczają informacji o minimum 95 % wszystkich wyładowań atmosferycznych, które wystąpiły na terytorium Polski oraz obszarów państw sąsiednich graniczących z Polską. System wykrywa wyładowania wszystkich typów, umożliwia ich dyskryminację ze względu na rodzaj i czas wystąpienia oraz podaje charakterystyczne parametry wyładowań doziemnych takie jak np.: natężenie prądu w kanale wyładowania, czas narastania i czas zaniku impulsu prądowego, polaryzacja wyładowania i inne [1]. W porównaniu do dotychczasowych obserwacji wyładowań atmosferycznych na stacjach meteorologicznych, sprowadzających się do odnotowywania wystąpienia burzy w okolicach stacji poprzez obserwację błyskawic i nasłuchiwanie grzmotów [2], jest to znaczący postęp. Obserwacje wykonywane na stacjach meteorologicznych są ograniczone gęstością sieci pomiarowej oraz zasięgiem rozchodzenia się błyskawicy i grzmotu (np.: realny zasięg słyszalności grzmotu wynosi około 25 km [3]). Z uwagi na powyższe przyczyny uzyskiwane dane były niekompletne i mogły się zdarzać sytuacje, kiedy występująca pomiędzy stacjami burza nie była w ogóle odnotowywana. Obecnie dzięki systemowi PERUN, w czasie rzeczywistym są wykrywane i lokalizowane wszystkie, doziemne i chmurowe wyładowania atmosferyczne.

Ze względu na zaawansowaną technologię systemu wdrożonego do służby oraz fakt, że system PERUN jest zupełnie nowym narzędziem w IMGW, zaistniała potrzeba przedstawienia pracownikom IMGW aktualnego stanu wiedzy na temat sposobu wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Cel ten ma spełnić niniejsza publikacja, wprowadzająca czytelnika w podstawowe zagadnienia związane z m.in.: podstawami fizycznymi opisującymi procesy rządzące piorunami, fundamentalnymi zagadnieniami, na których bazują systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych oraz informacjami o systemach pracujących w innych krajach. Jeden z rozdziałów jest poświęcony historii badań nad wyładowaniami atmosferycznymi, a inny opisuje możliwości zastosowań danych

generowanych przez systemy detekcji i lokalizacji piorunów. Rozdział poświęcony fizycznym wyładowań atmosferycznych jest przeznaczony dla czytelników bardziej docieśliwych, zainteresowanych także samym zjawiskiem, a nie tylko sposobami jego wykrywania i lokalizacji. W rozdziale dotyczącym systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych zostały opisane najważniejsze systemy eksplotowane obecnie na świecie, tak naziemne jak i satelitarne. Dane z tego typu systemów są w ograniczonym zakresie powszechnie udostępniane na stronach internetowych różnych instytucji. W rozdziale dotyczącym danych burzowych dla terenu Polski zostały wymienione systemy obejmujące działaniem nasz kraj oraz strony internetowe, na których można znaleźć dane z tych systemów.

Zagadnienia poruszane w tej publikacji zostały dobrane w taki sposób, aby czytelnik mógł najpierw poznać: krótką historię badań wyładowań atmosferycznych, aktualny stan wiedzy dotyczący fizyki zjawiska, techniki detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Te zagadnienia są wstępem do kolejnych rozdziałów opisujących: systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, dane generowane przez tego typu systemy oraz możliwe pola ich zastosowań. Z drugiej strony należy podkreślić, że rozdziały zostały skonstruowane w taki sposób, aby można je było czytać oddzielnie, bez wcześniejszego przeczytania poprzednich części. Z tego powodu część informacji zawartych we wcześniejszych rozdziałach może występować w kolejnych częściach książki. Jednakże w takim przypadku informacje te są ograniczone do minimum, niezbędnego dla zrozumienia zagadnień poruszanych w danym rozdziale. W części „Dodatki” zamieszczono w większości autorski słowniczek wybranych, opisywanych w tekście pojęć oraz indeks używanych tutaj skrótów.

Wyjaśnienia wymaga jeszcze sprawa przyjętej konwencji odnośnie stosowanego nazewnictwa związanego z zagadnieniami dotyczącymi wyładowań atmosferycznych. Po przestudiowaniu licznych, polskojęzycznych publikacji dotyczących zjawiska wyładowań atmosferycznych oraz konsultacjach m.in.: z Panem Piotrem Barańskim z Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk okazało się, że obecnie nie funkcjonuje w języku polskim oficjalnie przyjęte nazewnictwo. Dla przykładu można podać pochodzący z języka angielskiego termin „*return stroke*”. W książce J.L. Jakubowskiego pt.: „Piorun ujarzmiony” [4] jego polski odpowiednik brzmi: „wyładowanie główne” w książce J.V. Iribane'a „Fizyka atmosfery” [5] – „wyładowanie powrotne”, natomiast w gronie specjalistów zajmujących się ochroną odgromową przyjęto nazwę: „udar prądu wyładowania głównego”. Ponadto w wydanym przez IMGW „Słowniku Meteorologicznym” pod redakcją T. Niedźwiedzia [6] brak w ogóle

definicji terminów dotyczących poszczególnych etapów wyładowań atmosferycznych, a co za tym idzie także brak polskich nazw dla poszczególnych etapów procesów i zjawisk związanych z piorunami.

Ze względu na brak jednoznacznie przyjętego nazewnictwa, autor przyjął konwencję, że obok najważniejszej zdaniem autora polskiej nazwy, będącym w przekonaniu autora wiernym tłumaczeniem z języka angielskiego został umieszczony odpowiednik w języku angielskim. Uwzględniając powyższe czynniki trzeba podkreślić, że stosowana tutaj nomenklatura jest nazewnictwem autorskim i w celu uniknięcia dwuznaczności obecnie najlepiej stosować określenia angielskojęzyczne.

Na koniec należy zwrócić uwagę czytelników na fakt dynamicznego rozwoju systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Ze względu na opracowywanie i budowę nowych systemów tego typu w niniejszej publikacji zostały uwzględnione tylko systemy (Rozdział 5), których opisy były powszechnie dostępne (materiały konferencyjne, książki, strony internetowe, czasopisma naukowe) w momencie zbierania danych niezbędnych do napisania tej książki.

Wszystkim czytelnikom życzę miłej lektury, a w przypadku wątpliwości lub uwag, w szczególności krytycznych, proszę o kontakt w celu wyjaśnienia niejasności.

2. Historia badań nad wyładowaniami atmosferycznymi.

Wyładowanie atmosferyczne jest zjawiskiem, z którym człowiek zetknął się już na progu swoich dziejów. Od momentu, w którym człowiek stał się istotą myślącą błyskawice budziły w nim trwogę, a przez wiele stuleci przypisywano piorunowi mityczne pochodzenie. W mitologiach ludów słowiańskich bogiem gromowładnym był Perun, na Litwie nazywany Perkunem, a na Łotwie Perkonem. Dla Rzymian bogiem, który władał piorunami był Jupiter, zaś dla Greków - Zeus. Indianie z plemion północnoamerykańskich byli przekonani, że błyskawice są miotane przez oczy mistycznego ptaka, który trzepocząc skrzydłami wytwarzał dźwięk gromu [7]. Dla starożytnych Greków pioruny były karą zsyłaną na głowy grzeszników przez Zeusa, ojca Bogów, lub innych członków jego rodziny. Natomiast Jupiter ciskał gromami nie tylko w przypadku kary, ale także, kiedy chciał kogoś przestrzec przed niewłaściwym zachowaniem. Wikingowie wierzyli, że pioruny powstawały, gdy Thor, podczas przejażdżki przez chmury uderzał młotem w swoje kowadło. Co ciekawe angielska nazwa piątego dnia tygodnia - *Thursday* pochodzi od nazwy *Thor's day* czyli – Dzień Thora. W języku niemieckim piąty dzień tygodnia to – *Donnerstag*, czyli w wolnym tłumaczeniu: dzień grzmotów (*Donner* po niemiecku oznacza grzmot, *tag* – dzień). Po włosku – *Giovedì* oznacza dzień Jowisza, gromowładnego Boga [3].

Stosunkowo najdłużej zajęło badaczom obalenie teorii o nadprzyrodzonej, czy wręcz mystycznej, naturze pioruna. W Skandynawii wierzono, że meteoryty są tzw.: burzowymi kamieniami będącymi ukruszonymi kawałkami młota Thora. Także w wielu innych kulturach wierzono, że meteoryty są powiązane z burzą i piorunami, bardzo często przypisywano im magiczną moc chroniącą przed wyładowaniami atmosferycznymi. W czasach średniowiecza, uważano, że burzy można przeciwstawić się biciem w dzwony. Pogląd ten przetrwał do drugiej połowy XVIII wieku. Później zaczęto wysuwać różne hipotezy o wyładowaniach atmosferycznych. Jedna z nich mówiła o tym, że powodem błysku i grzmotu jest wybuch gazu, nie zdołano tylko ustalić, jaki to gaz. Natomiast różne wierzenia i zabobony związane z piorunami przetrwały prawie do naszych czasów. Wystarczy wspomnieć, że jeszcze kilkadziesiąt lat temu na polskich wsiach panował pogląd, że przed uderzeniem pioruna można się skutecznie obronić wystawiając w oknie świecę, tzw.: „gromnicę”. Bardzo popularny był też pogląd, że osobę trafioną przez piorun może tylko uratować zakopanie w ziemi aż po szyję.

Jednak to nie tylko strach przed piorunami napędzał maszynę badawczą zmierzającą do ujarzmienia okrutnego zjawiska. Najbardziej do badań przyczynił się sam piorun, a dokładnie zniszczenia oraz straty powodowane przez jego uderzenia. Z badań Schonland'a (1964), który badał kroniki niemieckie z XVIII wieku można wyczytać, że tylko w 33 letnim okresie pioruny zniszczyły 386 wież kościelnych zabijając przy tym 103 dzwonników. Ze względu na wiarę w to, że biciem w dzwony można rozproszyć chmury burzowe dzwonnicy byli szczególnie narażeni na porażenie piorunem. Inny przykład to 24 wieże kościelne zniszczone 14 kwietnia 1718 roku na wybrzeżu Brytanii (Francja) podczas jednej tylko burzy. Kolejnym drastycznym przykładem jest zniszczenie wieży kościoła w Bresci we Włoszech. Dodatkowo zginęło wtedy około 3000 ludzi, czyli szósta część populacji tego miasta, ponieważ w owym kościele zgromadzono około 100 ton prochu (gromadzenie broni i prochu w kościołach było typowe dla tego obszaru w tym czasie). [3]

Dzięki przypadkowi niektóre historyczne budowle nigdy nie zostały zniszczone przez pioruny. Okazuje się, że wiele drewnianych budowli posiadało dach wykonany z metalu, najczęściej drewniana konstrukcja dachu była pokryta metalowym płaszczem. Bardzo często ów płaszcz poprzez system rynien, również metalowych, przypadkiem został wyposażone w protoplastę piorunochronu. Do takich budowli można zaliczyć świątynię w Jerozalem zbudowaną przez Salomona, która przetrwała 10 wieków bez zniszczeń spowodowanych przez pioruny. Dodatkowo miała ona dach pokryty wystającymi, ostro zakończonymi drutami, które sprzyjały odprowadzeniu ładunku pioruna do ziemi. Nie zostały one tam umieszczone z myślą o ochronie odgromowej, a po to by odstraszyć ptaki i złodziei. Także wieża katedry w Genewie została wyposażona w metalowy, połączony z gruntem dach.

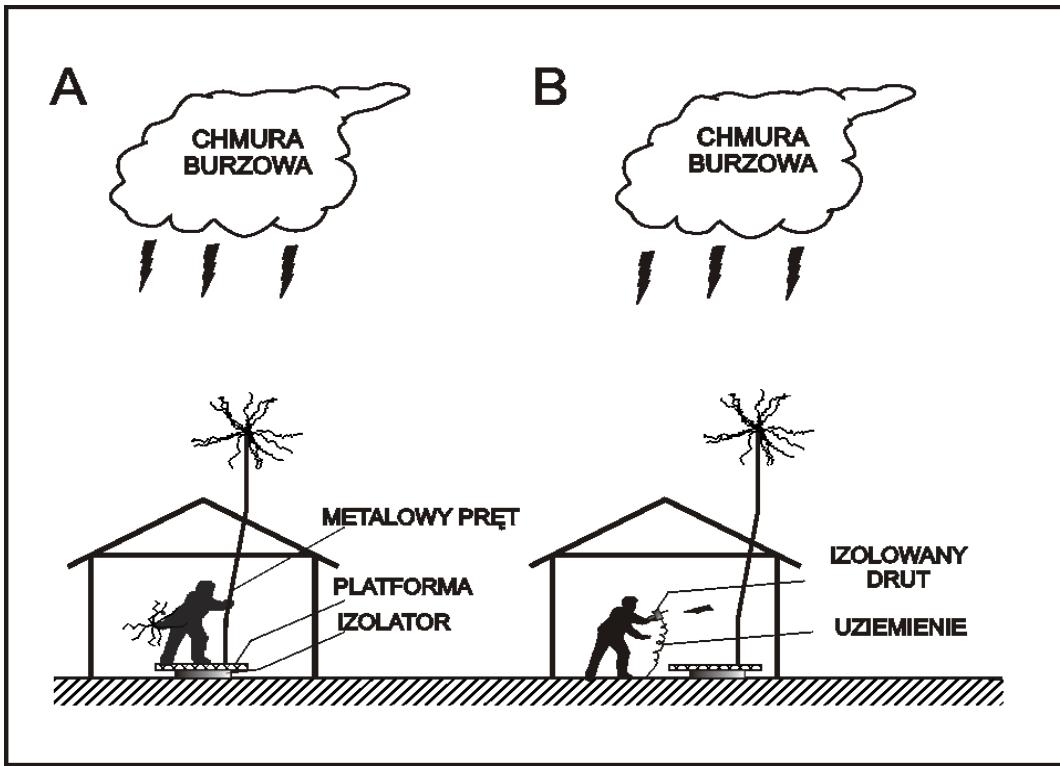
Pioruny były bardzo niebezpieczne także dla wyposażonych w drewniane maszty statków. Na przykład we flote brytyjskiej w latach 1799 – 1815 odnotowano 150 przypadków zniszczeń spowodowanych wyładowaniami atmosferycznymi. Na jednym statku na osiem w wyniku uderzenia pioruna wybuchł pożar. Około 70 żeglarzy zginęło, 130 zostało rannych, a 10 statków zostało całkowicie zniszczonych. Natomiast statek „*Resistance*” (z ang. opór), o nazwie świadczącej o całkowitej „odporności” na prąd elektryczny, czyli także na pioruny, został zniszczony przez wyładowanie atmosferyczne w 1798 roku. [3]

Pierwszym krokiem milowym w badaniach piorunów, było wysunięcie hipotezy o „materii elektrycznej” powstających w czasie burzy w chmurze burzowej z oparów siarki i kwasów. Na przełomie XVII i XVIII wieku wysunięto hipotezę o elektrycznej naturze wyładowania atmosferycznego. Pogląd ten podzielali tacy badacze jak: K. Newton, J.A. Nollet i J.H. Winkler. Za elektryczną naturą tego zjawiska przemawiały obserwacje, nie

mogące być wówczas właściwie zinterpretowane ze względu na niedostateczny poziom ówczesnej wiedzy oraz braku doświadczeń potwierdzających tą hipotezę. Do takich obserwacji można zaliczyć odkrycie francuskiego księdza i filozofa P. Gassendi, który zaobserwował, że po uderzeniu pioruna w wieżę kościelną doszło do jej namagnesowania. [8]

Dopiero w 1750 roku amerykański uczony Benjamin Franklin (1706-1790) wymyślił eksperyment, który ostatecznie udowodnił, że chmury burzowe są naładowane elektrycznie [3]. Przeprowadzenie doświadczenia wymagało zbudowania specjalnej aparatury pomiarowej (rys. 1). Franklin zalecał zbudowanie na szczycie odpowiednio wysokiej wieży budki w rodzaju budki wartowniczej, mogącej zmieścić w środku: człowieka i odizolowaną od gruntu, czystą i suchą platformę. Do środka tej platformy należy przymocować wystarczająco długi, metalowy pręt wychodzący poza budkę, tak by jego koniec znajdował się 20-30 stóp ponad dachem budki. Ponadto końcówka pręta powinna być ostro zakończona. Według teorii Franklina, jeśli chmury burzowe są naładowane, wtedy w przypadku ich obecności ponad budką można sprawdzić ich elektryczną naturę na dwa sposoby. Pierwszy sposób – eksperymentator powinien stanąć na izolowanej podstawie i jedną ręką chwycić pręt. Wtedy powinien zaobserwować wyładowania pomiędzy jego drugą ręką i gruntem. Drugi sposób, bezpieczniejszy dla eksperymentatora, polegał na zbliżaniu uziemionego metalowego przewodu do metalowego pręta połączonego z izolowaną podstawą. Zbliżany przewód miałby być trzymany poprzez woskową rączkę pełniącą rolę izolatora. Franklin nie przewidział, że w przypadku bezpośredniego uderzenia pioruna w końcówkę metalowego pręta istniało duże prawdopodobieństwo śmiertelnego porażenia piorunem. W maju 1752 roku z powodzeniem eksperyment przeprowadził we Francji Thomas-Francois D'Alibard [9]. Podczas eksperymentu zaobserwował on iskry przeskakujące z metalowego pręta. Był to dowód na to, że chmury burzowe są naładowane. Eksperyment został wkrótce powtórzony przez innych badaczy m.in.: we Francji, Anglii, Belgii.

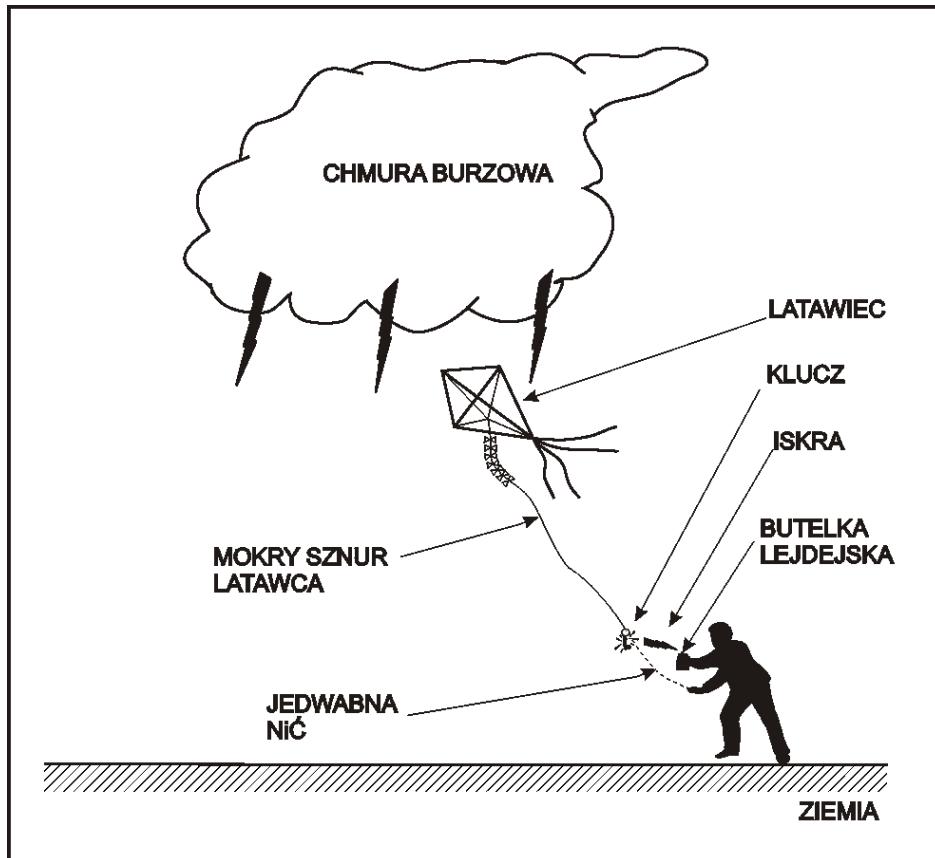
Dzięki doświadczeniom Franklin mógł wyznaczyć także rodzaj ładunku w dolnym partiach chmur burzowych, poprzez pomiar ładunku na metalowym pręcie w czasie, gdy chmury burzowe znajdowały się nad budką (rys. 1 A). Na podstawie tych pomiarów wnioskował, że dolna część chmury jest naładowana ujemnie. Jego wniosek został potwierdzony doświadczalnie dopiero na początku XX wieku. [3]



Rys. 1. Idea doświadczenia Benjamina Franklina potwierdzająca fakt elektryzacji chmur burzowych (na podstawie [3]).

W 1753 podczas próby powtórzenia tego eksperymentu zginął pracujący w Petersburgu naukowiec G.W. Richmann, pierwszy słynny uczeń, który badanie natury pioruna przypłacił życiem. Zbudował on „maszynę piorunową” zbliżoną do opisanej przez Franklina. Składała się ona z metalowego pręta wysokości 180 cm, umieszczonego na dachu jego pracowni, który był połączony izolowanym drutem z elektroskopem w pracowni. Richman zginął, gdy obserwował wskazania elektroskopu, wskutek przeskoku iskry z tegoż elektroskopu w momencie bezpośredniego uderzenia pioruna w metalowy pręt. [10]

Zanim Franklin sam przeprowadził powyższy eksperiment, wymyślił lepszą drogę zbadania swojej teorii – poprzez „elektryczny latawiec”. Wymyślił mianowicie, że dzięki latawcowi można osiągnąć znacznie większe wysokości niż dzięki zastosowaniu metalowego pręta. Poza tym latawiec można puszczać w dowolnym miejscu. Podczas burzy w czerwcu 1752 roku wpuścił najsłynniejszego latawca w historii. Latawiec uwiązanego był na linie konopnej, a do drugiego końca liny przywiązyano metalowy klucz. Przeskok iskry od klucza do ziemi był dowodem na to, że piorun ma elektryczną naturę. Doświadczenie to było również bardzo niebezpieczne ze względu na możliwość bezpośredniego uderzenia pioruna w latawiec i w wyniku tego porażenia badacza. Idea doświadczenia Franklina z latawcem została przedstawiona schematycznie na rys. 2. [11]



Rys. 2. Idea doświadczenia Benjamina Franklin z latawcem. (na podstawie [11])

Od 1749 roku Franklin wysuwał sugestie o możliwości zabezpieczenia budynków i mienia przed piorunami. Był wynalazcą piorunochronu, którego prototypem była skonstruowana przez niego w 1752 roku 12 metrowa, żelazna wieża. Na wieży tej, ustawionej w Marly-la-Ville koło Paryża obserwowano przeskoki iskier w czasie burzy [12]. Pierwsze piorunochrony zostały zainstalowane w 1752 roku we Francji, a w późniejszych latach także w innych krajach. Były one praktycznym przełożeniem wyników badań nad wyładowaniami elektrycznymi na zastosowania użyteczne. Dzięki wynalezieniu piorunochronu znacznie zmniejszyła się liczba zniszczonych przez uderzenie pioruna obiektów. I tak np.: dzwonnica kościoła Św. Marka w Wenecji była wielokrotnie niszczona przez pioruny m.in. w latach: 1388, 1417, 1489, 1548, 1565, 1653, 1745. Po zabezpieczeniu jej w 1766 roku, wynalezionym przez Franklin'a piorunochronem, nie odnotowano dalszych przypadków zniszczeń tej dzwonnicy przez pioruny. Mimo to nawet po wprowadzeniu piorunochronów wiara w możliwość odstraszenia piorunów w czasie burz przez bicie w dzwony była we Francji tak silna, że w 1787 roku parlament wprowadził specjalny dekret zakazujący tego typu praktyk. [3]

Niezależnie od badań Benjamina Franklina, próbowano zgłębiać tajemnice piorunów także w innych krajach m.in.: Polsce, Rosji, terytorium obecnych Czech (Morawy), Francji i

innych. Wśród badaczy współczesnych Franklinowi należy tu wyróżnić postacie dwóch szczególnie zasłużonych w tej dziedzinie uczonych: Polaka - Józefa Osińskiego i Czecha - Prokopa Diviš'a. Obaj byli osobami duchownymi, jednocześnie naukowcami prowadzącymi badania w wielu różnych dziedzinach nauki.

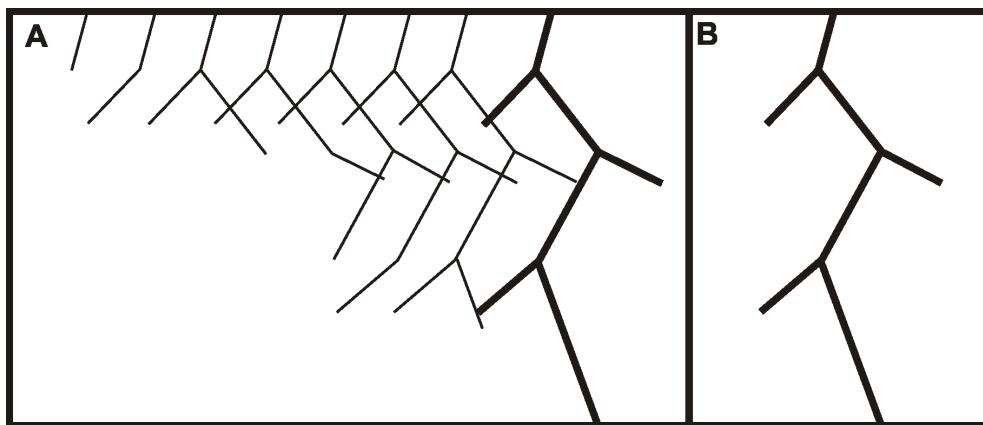
Ksiądz profesor Józef Osiński (1738-1802) nazywany „pierwszym polskim elektrykiem” był postępowym księdem zafascynowanym badaniami naukowymi w różnych dziedzinach, m.in.: fizyce, chemii, biologii, metalurgii. Studiował wiele dziedzin w różnych ośrodkach m.in. w Rzeszowie, Międzyrzeczu Koreckim i Warszawie. W 1784 r. wydał pierwszą w Polsce książkę z zakresu elektrotechniki pt.: „*Sposób ubezpieczający życie i majątki od piorunów*”, za którą otrzymał złoty medal od króla Stanisława Augusta [13]. Poprzez tą książkę dawał wskazówki jak należy konstruować i zakładać piorunochrony oraz przedstawił w niej poradnik ratowania osób porażonych piorunami. Zgodnie z zaleceniami biskupa płockiego Michała Poniatowskiego duchowieństwo miało instalować piorunochrony, zgodnie z zaleceniami księdza Osińskiego w podległej mu diecezji. Pierwszy piorunochron w Polsce, w nomenklaturze tamtych czasów nazywany konduktorem, założono w 1778 r. w Warszawie [14]. Wskazówki z zakresu ochrony odgromowej zawarte w książce ks. Osińskiego w większości pokrywają się z przyjętymi obecnie wytycznymi. W swojej książce ks. Osiński zwraca na istotne cechy dobrej instalacji odgromowej tj.: małej oporności uziemienia oraz dużego przekroju przewodów, a więc cechy uznawana także obecnie za szczególnie istotne z punktu widzenia ochrony odgromowej [4].

Prokop Diviš (1696 – 1765) był proboszczem w Příměticach koło Znojma. Studiował w Olomuńcu i Salzburgu. Stworzył własne laboratorium, w którym badał właściwości elektryczności. W 1754 r. postawił w ogrodzie piorunochron – wysoką tyczkę z 4 poziomymi ramionami, na których umieścił 14 żelaznych skrzynek [15]. Z tego względu, niektóre źródła podają go jako wynalazcę piorunochronu [16]. Niestety piorunochron Diviš'a miał mniej szczęścia niż wynalazek Franklina. Ze względu na suszę, okoliczni chłopi zniszczyli, wybudowany dwa lata wcześniej budowlę przypisując jej wywołanie posuchy [4].

Po okresie wielkich odkryć Franklin'a i innych uczonych tego okresu, nastąpił czas stagnacji. Przez wiele lat nie osiągnięto znaczących postępów w badaniach piorunów, nie dokonano znaczących odkryć. Stagnacja była spowodowana brakiem odpowiedniej aparatury pomiarowej do obserwacji i rejestracji wyładowań atmosferycznych. Znaczący przełom w badaniach nastąpił w drugiej połowie XIX wieku. W tym czasie dynamiczny rozwój nauk przyrodniczych, zwłaszcza rozwój fizyki, pozwolił na rozwinięcie technik obserwacji oraz skonstruowanie nowych narzędzi obserwacji. W szczególności chodzi tu o rozwój

spektroskopii oraz fotografii. Badania widma częstotliwościowego wyładowania atmosferycznego rozpoczęły się na początku lat siedemdziesiątych XIX w. Pionierami obserwacji spektroskopowych byli Herschel (1868), Gibbons (1871), Holden (1872) i Clark (1874). W 1880 roku Schuster dokonał pierwszej systematycznej identyfikacji linii widma wyładowania, co było znaczącym osiągnięciem na ówczesne czasy. W kolejnych latach badania spektroskopowe pozostawały na uboczu badań piorunów. Dopiero w połowie XX w. Dufay, Israel i Fries odkryli, że widmo wyładowania może być cennym źródłem informacji o warunkach fizycznych panujących wewnętrz i w sąsiedztwie kanału wyładowania. [3]

Duży postęp w badaniu wyładowań atmosferycznych wniosły obserwacje fotograficzne, przy użyciu stacjonarnych lub ruchomych aparatów fotograficznych. Pierwsze tego typu obserwacje, dokonane przez Hoffert'a w Anglii oraz Weber'a w Niemczech pochodzą z 1889 roku. W późniejszym czasie także Weber (1902-1918) oraz Larsen (1905) zajmowali się wykonywaniem fotografii piorunów [3]. Rejestracje fotograficzne pozwoliły na odkrycia niedostrzegalne „nieuzbrojonym” okiem obserwatora. Dzięki tym badaniom ustalono m.in.: fakt, że wyładowania atmosferyczne często składają się z więcej niż jednego wyładowania zwrotnego (z ang. *return stroke*), odkryto rolę lidera wyładowania w procesie powstawania wyładowania atmosferycznego (tworzenie kanału wyładowania atmosferycznego, rys. 3) oraz wyznaczono czasy trwania poszczególnych etapów wyładowania.



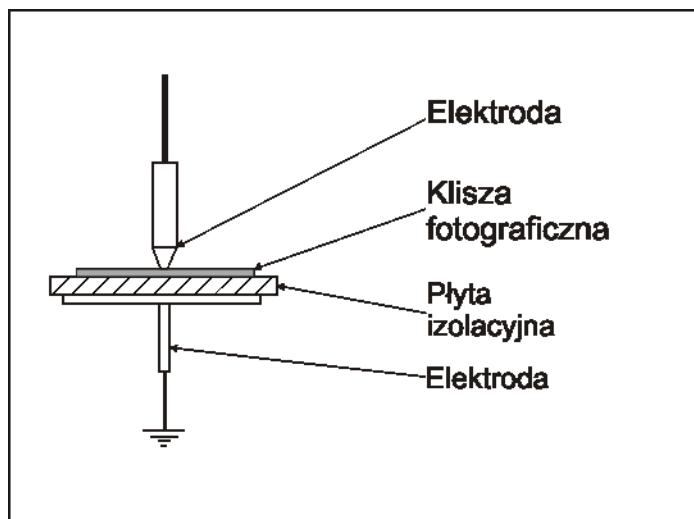
Rys. 3. Symulacja rejestracji fotograficznej wyładowania atmosferycznego.
A – rejestracja aparatem z przesuwającym filmem, B – rejestracja aparatem z filmem stacjonarnym.

Z czasem unowocześniano aparaty fotograficzne starając się uzyskać jak największą rozdzielcość czasową rejestracji. Początkowo ze względu na niską rozdzielcość czasową, pozwalały one jedynie na rejestrowanie obrazów przedstawiających pojedyncze wyładowanie, nawet wtedy, gdy w rzeczywistości w momencie otwarcia migawki aparatu wystąpiło kilka uderzeń zwrotnych. W celu zwiększenia rozdzielcości czasowej i rejestracji poszczególnych

etapów wyładowania atmosferycznego, rozpoczęto konstruowanie aparatów z ruchomym filmem. Okazało się, że takie rozwiązanie było ograniczone ze względu na szybkość działania mechanizmu przesuwu filmu. Maksymalne prędkości przesuwu błony osiągane w tego typu aparatach to około 100 m/s. Z tego względu zaczęto stosować, dużo bardziej pozyteczne, aparaty z nieruchomą kliszą zaopatrzone w różne rodzaje ruchomych obiektywów lub luster [17]. Aparaty tego typu to przede wszystkim: aparaty wirujące wolnobieżne, do zgrubnego badania struktury pioruna i szybkobieżne, do bardziej szczegółowych badań. Pierwsze obserwacje przy użyciu aparatów wolnobieżnych to prace Waltera w Hamburgu w początkach XX w. Natomiast prekursorem stosowania aparatów szybkobieżnych był Boys w Anglii [17]. Tego typu aparaty pozwalały wykonywać zdjęcia o rozdzielczości czasowej rzędu kilku tysięcznych mikrosekundy. Ze względu na szerokie korzyści płynące z rejestracji fotograficznych powstało wiele ośrodków badawczych zajmujących się m.in. tego typu badaniami. Do najbardziej znanych należą takie ośrodki jak: ośrodek zorganizowany w Szwajcarii przez K. Bergera na górze Monte San Salvatore, w USA na wieżowcu Empire State Building w Nowym Jorku, czy też ośrodek w Afryce Południowej, w okolicach Johanesburga, zorganizowany przez Schonlanda [4]. W Polsce fotograficzne badania pioruna były prowadzone głównie pod kierunkiem prof. Stanisława Szpora, który w 1950 roku zorganizował ośrodek badawczy w Szklarskiej Porębie [18]. Od momentu rozpoczęcia obserwacji fotograficznych aż do dzisiaj, fotografie przedstawiające wyładowania są cennym źródłem informacji.

Bardzo pozyteczne w badaniach piorunów okazały się także prace badawcze z wykorzystaniem pręcików magnetycznych, do rejestracji maksymalnej wielkości napięcia w kanale wyładowania i klidonografów, do rejestracji maksymalnej wielkości natężenia prądu [18]. Pozwalały one na masowe wykorzystanie ze względu na niskie koszty użycia oraz prostotę pomiaru. W przypadku pręcików magnetycznych umieszczano je w pobliżu masztów i wysokich budowli narażonych na uderzenie pioruna. Następnie w przypadku uderzenia pioruna pręcik magnesował się w polu magnetycznym wytwarzanym przez wyładowanie. Informacje o wartości szczytowej prądu były uzyskiwane w wyniku obliczeń opartych o dane geometryczne pręcika oraz wielkości magnetyzmu szczytkowego. Po pomiarze pręciki były rozmagnesowywane w silnym polu magnetycznym i gotowe do ponownego użycia. W latach 1897-1900 niemiecki uczony F. Pockels analizował zmiany pola magnetycznego indukowanego przez pioruny, żeby oszacować wartość prądu przepływającego przez kanał pioruna [3]. Były to pierwsze pomiary wielkości prądu w kanale wyładowania atmosferycznego. Badania z wykorzystaniem pręcików magnetycznych były masowo

wykonywane m.in. w: Stanach Zjednoczonych, Niemczech, dawnym ZSRR, a także w Polsce. Udoskonaloną wersją badań z użyciem pręcików magnetycznych były badania z wykorzystaniem fulchonografów tj. przyrządów, w których około kilkuset pręcików magnetycznych jest zamocowanych na obwodzie obracającego się aluminiowego krążka. Dzięki takiemu rozwiązaniu każdy z pręcików jest magnesowany tylko przez chwilę. Przyrząd ten pozwalał określać przebieg prądu w wyładowaniach pojedynczych i wielokrotnych [18].



Rys. 4. Schemat ideowy klidonografu. (na podstawie [18])

Klidonograf został wynaleziony w 1924 roku przez J. F. Petersa. W przypadku klidonografów (rys. 4) wykorzystywano wyładowania powierzchniowe na płycie izolacyjnej np.: szklanej. Po umieszczeniu klidonografu w pobliżu miejsca prawdopodobnego wystąpienia pioruna (np.: wysokiego masztu) i uderzeniu pioruna na światłoczułej warstwie pozostawały ślady po wyładowaniu, otrzymywano tzw. zdjęcie klidonograficzne. Utrwalenie obrazu wyładowań można było uzyskać poprzez posypanie płyty proszkiem, np.: siarką. Dzięki temu uzyskiwano tzw. figury Lichtenberga. Ze względu na kompletnie różny wygląd zdjęć (figur Lichtenberga) w przypadku wyładowań dodatnich i ujemnych można było ustalić biegunowość zarejestrowanego wyładowania. Stały rozwój klidonografów zaowocował jego kolejnymi ulepszonymi wersjami. Dzięki temu opracowano klidonografy rurkowe i z przesuwana bieżącą fotograficzną oraz kolejne urządzenia bazujące na technice klidonograficznej, jak np.: kine-klidonografy, rejestrujące chwilowe wartości prądów ударowych w kanale wyładowania. [18]

Innym rewolucyjnym, na owe czasy, urządzeniem służącym do badań piorunów był oscylograf elektronowy. Urządzenie to, którego zasada działania jest niemal taka sama jak w przypadku wielu współczesnych urządzeń takich jak oscyloskop, czy też kineskopowy

odbiornik telewizyjny pozwalało na wyznaczenie przebiegów czasowych prądu pioruna, oraz spełniało wymogi dotyczące wysokiej rozdzielczości czasowej wymaganej przy badaniu piorunów. Działanie oscylografu elektronowego polega na przepuszczaniu strumienia elektronów między dwoma parami płytka odchylania. Jedna para płytka jest podłączona do układu zasilania i odpowiada za czasowe przesunięcie rejestrowanego sygnału. Natomiast druga para jest z jednej strony połączona z narażonym na uderzenie pioruna, uziemionym opornikiem, a z drugiej tylko uziemiona. Dzięki temu strumień elektronów przepuszczany przez pary płytka ulega odchyleniom i w efekcie otrzymujemy przebieg czasowy natężenia prądu w kanale wyładowania. Odchylone elektrony docierają do światłoczułego ekranu i dzięki temu otrzymujemy obraz zarejestrowanego przebiegu. Urządzenie to było rewolucyjne ze względu na to, że prędkość strumienia elektronów jest dostatecznie wysoka do zarejestrowania całego przebiegu prądowego wyładowania atmosferycznego. Niestety pomiar przy pomocy oscylografu był bardzo niebezpieczny, ponieważ opornik podłączony do płytka odchylania podczas rejestracji musiał znajdować się w miejscu uderzenia pioruna. Z tego powodu także obserwator był narażony na porażenie piorunem. Trudnością było także właściwe zlokalizowanie aparatury pomiarowej tak, aby znajdowała się w polu prawdopodobnego rażenia piorunem. Poza tym urządzenie to w owych czasach było dość kosztowne. Uwzględniając powyższe ograniczenia zakres zastosowania był dość wąski, a pomiary trudne do realizacji oraz bardzo niebezpieczne. Pierwsze obserwacje przy użyciu oscylografów elektronowych zostały dokonane w 1924 roku m.in. przez: Norindera, Dufuora, J. Stiekolnikowa. Idea oscylografu była znana wcześniej, jednakże pierwotnie istniały problemy z zarejestrowaniem obserwowanych przebiegów. Dopiero zwiększenie liczby elektronów w wiązce i zwiększenie ich prędkości pozwoliło na dokonywanie rejestracji przebiegów prądowych. [4]

Wadą pomiarów dokonywanych przy pomocy przęcików magnetycznych i klidonografów była mała dokładność oraz skomplikowany sposób wyliczania parametrów wyładowania z danych pomiarowych. Pomiary przy użyciu oscylografów elektronowych były niebezpieczne ze względu na groźbę porażenia piorunem osoby dokonującej pomiaru. Z powyższych względów ciągle usiłowano odkryć bezpieczny i wiarygodny sposób badań wyładowań atmosferycznych.

Erę nowoczesnych badań nad wyładowaniami elektrycznymi w atmosferze zapoczątkował C.T.R Wilson, który na początku XX wieku pierwszy dokonał pomiarów natężenia pola elektrycznego towarzyszącego piorunom, w celu określenia rozkładu ładunku w chmurze burzowej i podczas uderzenia pioruna [7]. Był to moment przełomowy, ponieważ

pomiarów pola elektrycznego pozwalały na pośredni, ale bezpieczny i wiarygodny pomiar wielkości fizycznych towarzyszących wyładowaniom. Poza tym badania Wilsona skierowały uwagę badaczy w kierunku zagadnień związanych z generowaniem wyładowań. Wszystkie obecne systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych swoją pracę opierają na pomiarze i analizie zmian pola elektromagnetycznego generowanych przez wyładowania atmosferyczne.

Tab. 1 Historia odkryć mających fundamentalne znaczenie z punktu widzenia badania wyładowań atmosferycznych.

Lp.	Autor(zy) odkrycia	Odkrycie	Rok (lata)
1.	Benjamin Franklin	Elektryczna natura chmur burzowych	1750
2.	Benjamin Franklin	Elektryczna natura wyładowania atmosferycznego	1752
3.	J. Herschel, J. Gibbons, E. S. Holden, J. W. Clark	Pierwsze badania spektroskopowe	1868
4.	L. Weber, Hoffert, Walter B., Larsen A.	Pierwsze rejestracje fotograficzne wyładowań atmosferycznych	1889
5.	F. Pockels	Pierwsze oszacowanie wielkości prądu w kanale wyładowania atmosferycznego przy użyciu rejestracji magnetycznych	1897-1900
6.	C.T.R. Wilson	Pierwsze pomiary wielkości pola elektrostatycznego w celu oszacowania struktury ładunku w chmurach burzowych	1916
7.	H. Norinder, Dufour, J. Stiekolnikow	Pierwsze rejestracje przebiegów prądowych wyładowania atmosferycznego przy użyciu oscylografa elektronowego	1924
8.	G. Simpson, F. J. Scrase, G.D. Robinson	Pierwsze pomiary wielkości pola elektrycznego wewnętrz chmury w celu zbadania rozkładu ładunku wewnętrz chmury burzowej	1937- 41
9	E. J. Workman, R. E. Holzer, G. T. Pelsor	Pierwszy wielopunktowy pomiar zaburzeń pola elektromagnetycznego spowodowanych przez wyładowania atmosferyczne	1942

Badania Wilsona, choć przełomowe nie spowodowały rozkwitu badań nad wyładowaniami atmosferycznymi. Dopiero w drugiej połowie XX wieku nastąpiło szczególny zintensyfikowanie studiów nad piorunami. Od połowy ubiegłego wieku odnotowano znaczny

postęp w badaniach piorunów dzięki tworzeniu nowych ośrodków zajmujących się tego typu badaniami. Poza opisanymi wcześniej ośrodkami zajmującymi się badaniami wyładowań atmosferycznych, głównie poprzez rejestracje fotograficzne, w drugiej połowie lat siedemdziesiątych XX wieku powstało wiele nowych ośrodków zajmujących się także badaniami innego rodzaju m.in. tzw. „badaniami licznikowymi”. Wśród nich należy wymienić dwa rodzaje: ośrodki zajmujące się analizą i pomiarami parametrów piorunów trafiających w wysokie obiekty oraz ośrodki prowadzące badania piorunów prowokowanych, wyzwalanych za pomocą rakiet ciągnących za sobą cienki, uziemiony drut. Do pierwszej grupy należy zaliczyć: wspomniany wcześniej szwajcarski ośrodek na górze San Salvatore w Lugano [4], niemiecki ośrodek zlokalizowany na górze Peissenberg [21], austriacki ośrodek na górze Gaisberg [22], ośrodki badające uderzenia piorunów w maszty telewizyjne – Ostankino w Moskwie (Rosja), CN Tower w Toronto (Kanada) [23], Empire State Building w Nowym Yorku (USA) i inne [7]. Do drugiej ośrodki: w Hokuriku (Japonia), w St. Privat d'Allier (Francja), ośrodek w Socorro w Nowym Meksyku (USA) [7] oraz Międzynarodowe Centrum Badania i Testowania Piorunów ICLTR (z ang. International Center for Lightning Research and Testing) w Camp Blanding na Florydzie (USA).

W przypadku badań nad wyładowaniami atmosferycznymi uderzającymi w wysokie obiekty (np.: maszty telewizyjne, wieże) wykorzystuje się obserwacje miejsc bezpośrednich uderzeń wyładowań doziemnych, dzięki czemu można dokonywać bezpośrednich pomiarów parametrów piorunów. Badania tego typu są prowadzone od końca lat 30-tych XX wieku [7], jednak dopiero unowocześnienie technik obserwacji i rejestracji umożliwiło bardziej efektywne badania i powstanie nowoczesnych centrów badawczych.

Austriacki ośrodek zlokalizowano na górze Gaisberg położonej ok. 5 km od Salzburga. W badaniach, które rozpoczęły się w 1998 roku, wykorzystuje się maszt telekomunikacyjny o wysokości około 100 m, zlokalizowany na szczycie góry. W 1998 roku rozpoczęto rejestracje parametrów elektrycznych wyładowań uderzających w maszt. W 1999 zainstalowano dodatkowo specjalne kamery potrafiące rejestrować do 1000 klatek na sekundę [24]. Natomiast badania piorunów na górze Peissenberg, w Niemczech rozpoczęły się w 1978 roku, w ośrodku zlokalizowanym ok. 60 km na południowy-zachód od Monachium [21].

Badania wyładowań atmosferycznych przy pomocy rakiet zostały zapoczątkowane w 1967 roku, w późniejszym czasie badania tego typu prowadzono w wielu ośrodkach różnych ośrodkach [3]. W badaniach tego typu w kierunku chmury burzowej zostaje wystrzelona rakieta, do której przymocowano cienki, uziemiony drut. Dzięki temu nie ma potrzeby tworzenia kanału wyładowania, a ładunek elektryczny spływa do gruntu poprzez drut. Wyniki

obserwacji i pomiarów różnego rodzaju, prowadzonych w tego typu ośrodkach służą głównie do: wyznaczenia typowych parametrów doziemnych wyładowań atmosferycznych [25, 26, 27], do weryfikacji różnych hipotez jak np.: teorii dotyczących modeli kanału wyładowania doziemnego [23] oraz do porównywania z danymi otrzymanymi w wyniku innych pomiarów jak np.: dane z systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych [28, 29, 30].

Intensyfikacja badań nad wyładowaniami atmosferycznymi została wymuszona przez kilka czynników. Do najważniejszych należy zaliczyć coraz większe straty powodowane przez wyładowania atmosferyczne tak materialne jak i ofiary ludzkie. Do strat materialnych należy zaliczyć: częste pożary dużych obszarów leśnych i uszkodzenia linii energetycznych oraz potrzebę ochrony przed uszkodzeniami samolotów, statków kosmicznych i urządzeń naziemnych czułych na zmiany pola elektromagnetycznego wywoływanego przez wyładowania. W tym czasie straty powodowane przez pioruny w samych Stanach Zjednoczonych szacowano na setki milionów dolarów. Postanowiono temu zapobiec i na początku lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku powstały różne niezależne zespoły badawcze m.in. w: USA i Francji, zajmujące się zagadnieniami związanymi z elektrycznością atmosfery, a zwłaszcza z badaniem wyładowań atmosferycznych [20].

Duże zintensyfikowanie badań piorunów było możliwe dzięki rozwojowi wielu innych dziedzin nauki. W tym czasie nastąpił rozwitk dwóch dziedzin nauki: informatyki i elektroniki, które odegrały niepośrednią rolę także w badaniu piorunów. Naukowcom przybył potężny sojusznik - komputer. Dzięki rozwojowi układów mikroprocesorowych stale udoskonalano i rozwijano elektroniczne urządzenia detekcyjne. Nastąpił także rozwój systemów telekomunikacyjnych o dużej szybkości przekazywania danych, niezbędnych do właściwego działania sieci detekcji i lokalizacji wyładowań piorunowych. Naukowcy w końcu dostali do ręki narzędzia pozwalające prowadzić badania w szerokim spektrum zagadnień związanych z wyładowaniami atmosferycznymi.

Wraz z rozwojem badań nad naturą wyładowań piorunowych, zaczęto budować sieci detekcji i lokalizacji wyładowań. Z początku niedoskonałe, obecnie nowoczesne i zaawansowane technicznie, są znakomitym narzędziem umożliwiającym wielu naukowcom różnych dziedzin nauki czerpać dane do swojej pracy naukowej, a zwykłym ludziom dostarczają informacje niezbędne do ochrony ich życia i mienia. W wyniku intensywnych badań naukowych powstały m.in.: systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych takie jak: IMPACT, SAFIR, ATD i inne (patrz: Rozdział 5. Systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.).

Powstanie i rozwój systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych nie spowodował oczywiście zatrzymania badań nad wyładowaniami atmosferycznymi. Systemy tego typu są tylko narzędziem wspomagającym badania oraz źródłem informacji o zagrożeniach i aktualnej sytuacji burzowej dla społeczeństwa. Celem niniejszej publikacji jest przybliżenie czytelnikowi zagadnień związanych z obecnym stanem wiedzy o wyładowaniach atmosferycznych oraz dostarczenie informacji o aktualnie użytkowanych w różnych krajach systemach tego typu.

Ze względu na charakter niniejszej publikacji należy wspomnieć o zagadnieniach badania piorunów w przypadku Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Niestety aż do 2001 roku nie zajmowano się w IMGW badaniami naukowymi dotyczącymi wyładowań atmosferycznych, a jedynie dokonywano prowadzone aż do dziś obserwacje ilościowe burz. Incydentalnie podejmowano próby – m.in. w połowie lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku próbowało zaadoptować do pracy radzieckie urządzenie do lokalizacji piorunów pracujące w paśmie niskich częstotliwości – LF, jednakże ze względu na problemy ze znalezieniem odpowiedniej lokalizacji wolnej od zanieczyszczeń pasma LF oraz wysoką wrażliwość na zakłócenia zewnętrzne nie wdrożono urządzenia do pracy operacyjnej [31]. Obecnie nadal obserwacje piorunów, a właściwie burz, polegają na rejestracji ilości dni burzowych na stacjach meteorologicznych. Ze względu na różną gęstość sieci stacji meteorologicznych obserwacje te były niejednokrotnie obarczone błędami wynikającymi ze sposobu obserwacji tj. bazowanie na efektach świetlnym i dźwiękowych wytwarzanych przez pioruny [2]. Dzięki danym pochodzących z tego typu obserwacji generuje się tzw. mapy izokeuraniczne będące odzwierciedleniem ilości dni burzowych w roku. Mimo prymitywności pomiaru obserwacje te stanowią cenny materiał do badań m.in. klimatycznych oraz materiał porównawczy dla pracującego od 2002 roku operacyjnie w IMGW systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN.

Historia badań naukowych nad wyładowaniami atmosferycznymi liczy sobie ponad 250 lat. Badanie natury pioruna i praw nim rządzących, niosło ze sobą zawsze dużą dawkę niebezpieczeństwa, ale z różnych względów nigdy nie brakowało chętnych do zgłębiania wiedzy na ten temat. Kończąc tą krótką historię badań nad wyładowaniami atmosferycznymi należy zaznaczyć, że mimo tylu lat badań pioruny są nadal nie do końca zbadanym zjawiskiem, a wiele fundamentalnych pytań ciągle pozostaje bez odpowiedzi, jak np.: w jaki sposób dokonuje się elektryzacja chmur burzowych, co inicjuje wyładowania atmosferyczne i wiele innych.

3. Fizyka wyładowań atmosferycznych.

Zjawisko wyładowań atmosferycznych jest niezwykle złożonym i skomplikowanym procesem fizycznym, do dnia dzisiejszego nie zdołano wyjaśnić wszystkich praw rządzących tym procesem. Pioruny są niczym innym jak bardzo silnym wyładowaniem elektrycznym, które występuje w atmosferze ziemskiej. W chmurze burzowej, w wyniku skomplikowanych i nie do końca jeszcze poznanych procesów, tworzy się przestrzenny ładunek elektryczny oraz następuje jego separacja. Ładunek dodatni gromadzi się w szczytowych partiach chmury, ładunek ujemny w dolnych. Niewielkie skupisko ładunku dodatniego może pojawić się także w podstawie chmury. Powstaje wtedy trójbieguna struktura elektryczna. Między takimi skupiskami ładunków pojawia się silne pole elektryczne. Jeśli w wyniku separacji kolejne ładunki będą dołączać do tych skupisk, wtedy wartość pola będzie wzrastać. Gdy wartość powstałego pola przekroczy wielkość graniczną (progową), wtedy nie przewodzące wcześniej powietrze znajdujące się między centrami ładunków dodatnich i ujemnych, na skutek przebiecia, stanie się przewodnikiem. W tym momencie w atmosferze wystąpi wyładowanie elektryczne zwane wyładowaniem atmosferycznym.

W troposferze wyróżniamy dwa typy wyładowań atmosferycznych: wyładowania chmura - ziemia i wyładowania chmurowe. Wśród tych typów wyładowań, największe zagrożenia dla człowieka niesie wyładowanie atmosferyczne typu chmura - ziemia. Wyładowania tego typu, trwające przeciętnie niespełna sekundę, mogą wywołać różne i często rozległe zniszczenia. Mogą to być szkody o różnej skali i różnym rodzaju, poczynając od zniszczenia pojedynczego obiektu np.: drzewa, a kończąc na zniszczeniu rozległych obszarów leśnych. Z innego punktu widzenia straty mogą obejmować zniszczenia obiektów przemysłowych, domów mieszkalnych itp., ale mogą także zawierać przypadki śmiertelnych porażen ludzi i zwierząt. W USA w latach 1959-1990 statystycznie, co roku 93 osoby traciły życie w wyniku porażenia piorunem, a ponad 250 odnosiło obrażenia [32]. Straty materialne szacowane są na setki milionów dolarów rocznie. Wyładowania atmosferyczne są jedną z głównych „meteorologicznych” przyczyn śmierci zwierząt i ludzi. W USA w klasyfikacji meteorologicznych powodów śmierci ludzi (1999 rok), porażenia piorunem zajmują drugie miejsce (pierwsze miejsce w tej klasyfikacji zajmują powodzie) [33].

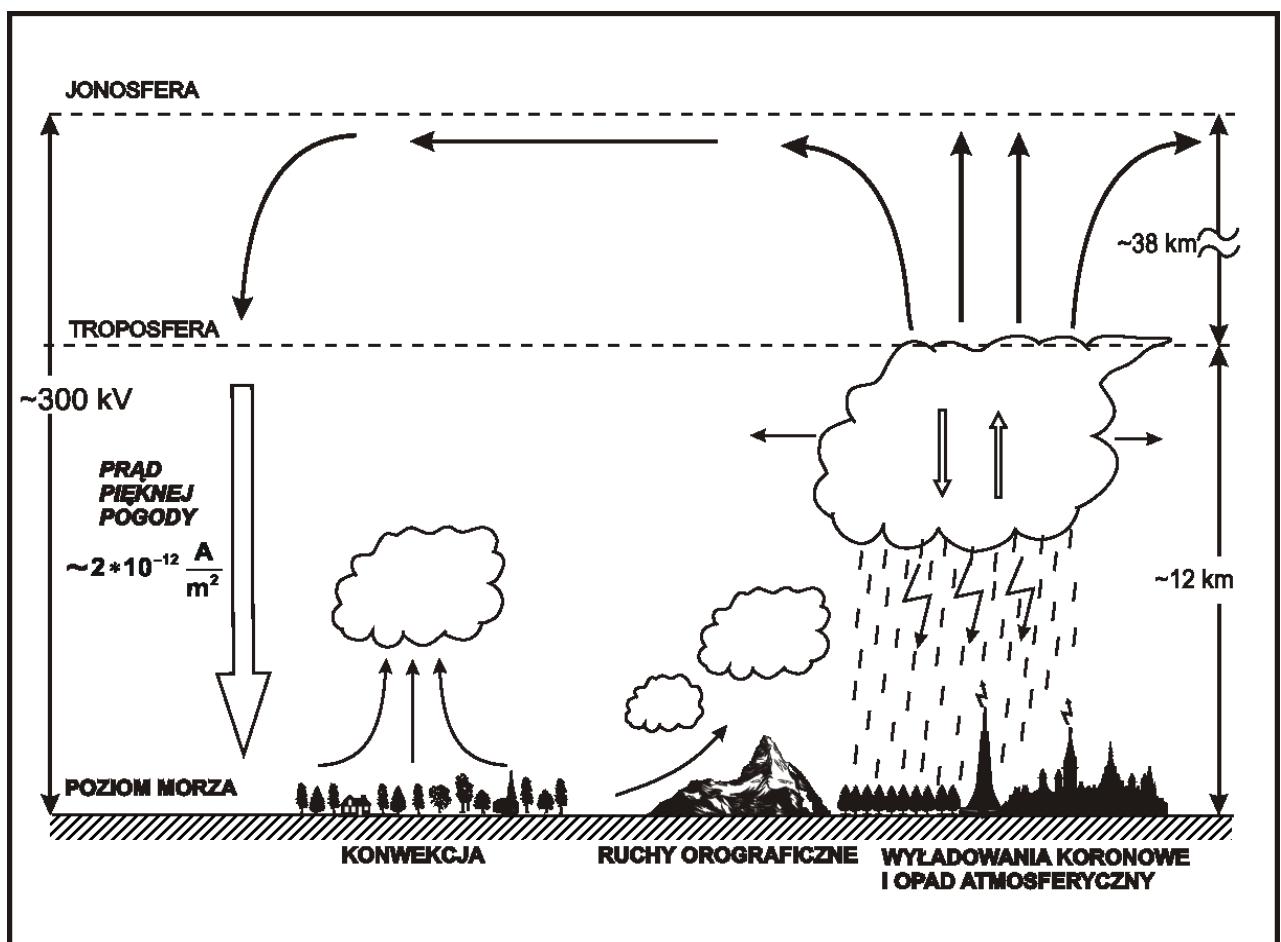
3.1. Atmosfera zemska jako globalny obwód elektryczny.

Kulę ziemską wraz z otaczającą ją atmosferą można w przybliżeniu, traktować jako ogromny, kulisty kondensator. Rolę naładowanych okładek spełniają tu: powierzchnia Ziemi i

jonosfera, przewodząca warstwa atmosfery. Przy czym powierzchnia Ziemi jest naładowana ujemnie, tzn. ładunkiem nadmiarowym powierzchni Ziemi jest ładunek ujemny, a jonosfera dodatni. Rolę izolatora spełnia, słabo przewodzące powietrze wypełniające obszar pomiędzy jonosferą i powierzchnią Ziemi. Powietrze jest dobrym izolatorem, który zaczyna przewodzić prąd tylko w specyficznych warunkach. W obszarach tzw. *pięknej pogody* (bezchmurne niebo i bezwietrzna pogoda) różnice potencjałów między tymi powierzchniami wahają się od ok. 150 do ok. 600 kV [34], średnio osiągając wartość ok. 300 kV [3]. Oznacza to, że aby utrzymać napięcie tej wielkości pomiędzy powierzchnią Ziemi i atmosferą, na powierzchni musi znajdować ładunek ujemny rzędu ok. 10^6 C, natomiast taka sama ilość ładunku o przeciwnym znaku musi znajdować się w atmosferze [7]. W przestrzeni między takimi dwoma naładowanymi przeciwnie okładkami istnieje stałe, niezerowe pole elektryczne. Wartość tego pola jest różna w zależności od aktualnego stanu warunków atmosferycznych, czasu oraz miejsca obserwacji. W bezchmurny i bezwietrzny dzień nad płaskim pustynnym terenem lub morzem gradient potencjału elektrycznego w miarę wzroszenia się ponad powierzchnię rośnie o około 100 V/m [35]. Wartość pola elektrycznego przy powierzchni Ziemi w czasie ładnej pogody wynosi od 100 do 300 V/m [34]. Średnia wartość wynosi ok. – 120 V/m [5], natomiast dla obszaru Polski wynosi ok. – 160 V/m [37]. Przy czym minus wyznacza orientację wektora natężenia pola, który jest skierowany pionowo do dołu. Zgodnie z prawami elektrostatyki, ponieważ Ziemia jest przewodnikiem to z powodu istnienia tego niezerowego pola wynika, że na powierzchni Ziemi musi istnieć ładunek, którego gęstość powierzchniową szacuje się na – 1,1 nC/m² [5]. Gdyby mierzyć wartość natężenia pola na coraz wyższych wysokościach okazałoby się, że jego wartość maleje bardzo szybko, a więc w powietrzu też istnieje ładunek przestrzenny. Oznacza to, że na pewnej, dużej wysokości całkowity, przestrzenny ładunek dodatni, zawarty pomiędzy powierzchnią Ziemi a tym poziomem, kompensuje ładunek na powierzchni Ziemi. Na rys. 5 przedstawiono schematycznie czynniki składające się na globalny ziemski obwód elektryczny.

W słabo przewodzących, dolnych warstwach atmosfery ziemskiej występują różnoimiennie naładowane molekuły gazu tzn. jony dodatnie i elektrony, spełniające rolę głównych nośników prądu przewodzenia. Powstają one w wyniku oddziaływania promieniowania kosmicznego, promieniowania promieniotwórczego płaszcza Ziemi oraz gazów promieniotwórczych takich jak np.: radon. Obecność niezerowego pola elektrycznego w atmosferze ziemskiej oraz istnienie w jej dolnych warstwach swobodnych nośników prądu, powoduje przepływ prądu przewodzenia dostarczającego do powierzchni Ziemi w obszarach pięknej pogody ładunek dodatni. Gęstość tego prądu osiąga wartość rzędu kilku ok. 2-3

pA/m² [34]. Gdyby ten prąd był jedynym sposobem transportu ładunku elektrycznego do powierzchni Ziemi, to jego dopływ szybko zneutralizowałby istniejący na niej nadmiarowy ładunek ujemny. Tak się jednak nie dzieje. Przypuszcza się, że powodem tego jest równoczesne istnienie, w atmosferze nad pozostałymi obszarami kuli ziemskiej, licznych burz i towarzyszących im wyładowań elektrycznych. Szacuje się, że średnio w każdej sekundzie w atmosferze ziemskiej występuje od 1500 do 2000 burz wraz z towarzyszącymi im wyładowaniami atmosferycznymi, a w powierzchnię Ziemi uderza około 100 piorunów [34]. Burze i wyładowania atmosferyczne są czymś w rodzaju akumulatora stale ładowającego „ziemski kondensator” rozładowywany przez prąd pięknej pogody. Wyładowania atmosferyczne nie są jedynym medium przenoszenia ładunku, niepośrednią rolę odgrywają tu: opad atmosferyczny i wyładowania koronowe zwane inaczej ogniami św. Elma. Są to wyładowania w postaci snopiących wiązek na końcach ostrych krawędzi wystających przedmiotów takich jak np.: wysokie drzewa, wierzchołki masztów. Powstają przy bardzo dużych wartościach napięcia pola elektrycznego w atmosferze rzędu 100 kV/m [6].



Rys. 5. Globalny obwód elektryczny Ziemi.

Na podstawie badań ocenia się, że około 90 % wszystkich wyładowań elektrycznych doziemnych to wyładowania ujemne, czyli takie, które przenoszą do ziemi ładunek ujemny [37]. W wyniku tego powierzchnia Ziemi jest stale naładowana ujemnie.

Rodzi się pytanie – skoro burze potrafią ładować „ziemski kondensator” to, dlaczego nie zastosować ich w codziennym życiu jako źródło niewyczerpalnej energii? Wyładowania niosą ze sobą ogromną energię. Przy założeniu, że każde wyładowanie wyzwala energię około $10^9\text{-}10^{10}$ J oraz, że w powierzchnię Ziemi uderza średnio 100 wyładowań na sekundę otrzymujemy do dyspozycji energię rzędu 10^{12} W ($J = W * s$). Dla porównania zużycie energii w USA pod koniec lat 80-tych ubiegłego wieku kształtało się na poziomie $0,5\text{-}0,6 \cdot 10^{12}$ W. Niestety byłoby to rozwiązanie zupełnie niepraktyczne z dwóch powodów. Po pierwsze większość całkowitej energii wyładowania atmosferycznego jest wyzwalana w postaci grzmotu, ogrzewania powietrza w kanale wyładowania i w jego sąsiedztwie oraz emisji fal elektromagnetycznych w szerokim zakresie częstotliwości. Jak dotychczas nie wymyślono technik odzyskiwania energii z tego typu źródeł. Pozostała energia, którą można by było wykorzystać pozwoliłaby tylko na pracę przez kilka miesięcy pojedynczej 100 W żarówki. Po drugie ze względu na fakt, że pioruny uderzają w różne miejsca w różnym czasie, pozyskiwanie energii z wyładowań atmosferycznych wymagałoby zbudowania bardzo wielu wysokich masztów w różnych miejscach. Uwzględniając powyższe inwestycja w uzyskiwanie energii z piorunów jest jak na razie zupełnie nieopłacalna. [3]

3.2. Proces powstawania chmur generujących wyładowania atmosferyczne.

Wyładowania elektryczne w atmosferze towarzyszą najczęściej chmurom typu Cumulonimbus. Nazwa chmur Cumulonimbus pochodzi z języka łacińskiego i oznacza deszczowe chmury kłębiaste. W rozbiocie na składniki: *cumulus* – kupa, stos, *nimbus* – gęsta chmura, deszcz. Chmury tego typu są to potężne chmury konwekcyjne o dużej rozciągłości pionowej, posiadające charakterystyczny kształt góry lub wieży. Jeśli jej wierzchołek jest zaokrąglony to mamy do czynienia z gatunkiem *calvus*. Jeśli jest włóknisty lub prążkowany to wtedy wierzchołek jest w kształcie kowadła lub pióropusza – gatunek *capillatus* [38]. Podstawa chmury typu Cumulonimbus znajduje się zazwyczaj w niskim piętrze chmur (do 2 km od powierzchni ziemi, dane dla strefy umiarkowanej). Jednak ich pionowa rozciągłość jest tak duża, że wierzchołki sięgają średniego (4-7 km) lub wysokiego piętra chmur (5-13 km) [39]. Rozmiary chmur Cumulonimbus są tak duże, że mogą być obserwowane tylko ze znacznej odległości. Poniżej podstawy chmur tego typu bardzo często występują niskie, postrzępione chmury oddzielone lub połączone z podstawą oraz opady. Charakterystyczne

kowadło (*incus*) tworzy się w przypadku, gdy rozwój pionowy chmury zostanie zahamowany przez warstwę o zwiększonej stabilności lub inwersje [40]. Na rys. 6 przedstawiono chmurę typu Cumulonimbus.



Rys. 6. Chmura typu Cumulonimbus [41].

Chmury typu Cumulonimbus składają się głównie z wody w różnych stanach skupienia (fazach): fazie ciekłej (woda) i fazie stałej. Faza stała to: płatki śniegu, krupy śnieżne, ziarna lodowe, grad. Krupy śnieżne są to białe, nie przeświecające ziarna lodu, kuliste o średnicy 2-5 mm, kruche, łatwo ulegające odkształceniom. Gdy padają na twardy podłoż odbijają się i rozpryskują. Fazą ciekłą są krople wody, których część o najmniejszych rozmiarach jest w stanie przechłodzonym.

Chmury burzowe zazwyczaj powstają w wyniku działania konwekcji termicznej lub turbulencji mechanicznej, wywołanej przepływem wilgotnej masy powietrza nad pofałdowanym podłożem. Konwekcja jest jednym z najważniejszych sposobów przekazywania ciepła w atmosferze. W procesie tym, na skutek różnicy ciśnień powstającej w wyniku nagrzewania się powietrza, masa przenosząca ciepło sama porusza się w kierunku obszarów mniejszych ciśnień. W atmosferze ciśnienie maleje wraz z wysokością, dlatego ciepłe powietrze porusza się do góry, a w dół opada zastępujące je zimne powietrze. W ten sposób powstają prądy konwekcyjne. Wraz z ciepłym powietrzem unoszone są do góry:

ciepło odczuwalne (ciepło, które odczuwamy naszymi zmysłami) oraz ciepło utajone (ciepło, które dodajemy do substancji, aby zmienić jej stan skupienia, bez zmiany temperatury). Ciepło utajone jest transportowane w unoszącym się ciepłym powietrzu wraz z zawartą w nim parą wodną.

W wyniku konwekcji ciepłe, nagrane przy powierzchni Ziemi powietrze jest unoszone w kierunku warstw atmosfery o niższych temperaturach niż te przy powierzchni Ziemi. Unoszone powietrze zawiera parę wodną: nasyconą lub nienasyconą. Gdy unoszone powietrze zawiera parę wodną nienasyconą, wtedy cząstki nienasycone w obszarach niskiego ciśnienia mogą się rozpręzać adiabatycznie (bez wymiany ciepła z otoczeniem). Podczas takiego unoszenia, szybkość ochładzania cząstki określa tzw. sucho - adiabatyczny gradient temperatury. Pojęcie sucho-adiabatycznego gradientu temperatury wprowadza się, dlatego że adiabatyczne zmiany temperatury w powietrzu nienasyconym są z bardzo dobrym przybliżeniem równe zmianom, jakie w tym przypadku zaszłyby w powietrzu suchym. Jeżeli cząstka pozostaje nienasycona to ochładzanie się w wyniku adiabatycznego rozprężania odbywa się z prędkością $10^{\circ} \text{ C} * \text{km}^{-1}$ (wysokości przebytej przez cząstkę) [39]. Jeżeli cząstka w wyniku ochłodzenia osiągnie stan nasycenia i dalej wzrosi się, a także rozpręża, wtedy stosuje się inną charakterystykę spadku temperatury w zależności od wysokości. Kiedy powietrze zawierające parę wodną nasyconą, adiabatycznie się ochładza, wtedy w wyniku kondensacji pewnej ilości pary wodnej zaczyna powstawać chmura. Wydzielające się podczas kondensacji ciepło utajone częściowo przeciwdziała adiabatycznemu ochładzaniu wskutek rozprężania. W takim przypadku szybkość obniżania się temperatury w miarę wznoszenia się cząstki jest mniejsza od gradientu sucho-adiabatycznego. Wtedy powietrze nasycone ochładza się według gradientu wilgotno-adiabatycznego. Wartość tego gradientu zależy od dwóch zmiennych: ciśnienia i temperatury. Zależność od temperatury jest spowodowana tym, że cieplejsze (o wyższej temperaturze) powietrze może zawierać więcej pary wodnej. Jeżeli powietrze zawiera więcej pary wodnej, to większa ilość pary wodnej może ulec kondensacji. Może wtedy wydzielić się również większa ilość ciepła utajonego, które spowoduje powolniejsze ochładzanie.

Poziom, od którego ochładzanie się cząstki nasyconej powoduje kondensację nazywamy poziomem kondensacji. Powyżej tego poziomu w wyniku kondensacji pary wodnej zawartej w powietrzu powstają chmury. Rozróżniamy cztery rodzaje ruchów pionowych, prowadzących do tworzenia się chmur:

- a) turbulencję mechaniczną (turbulencję tarcia)
- b) konwekcję (turbulencję termiczną)

- c) orograficzne ruchy wstępujące (wymuszone wznoszenie się masy powietrza na stokach gór)
- d) powolne wielkoskalowe ruchy wznoszące

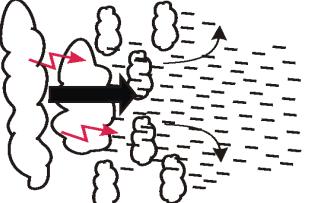
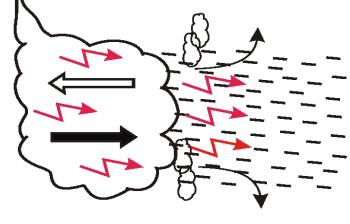
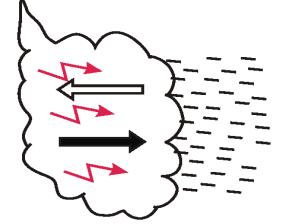
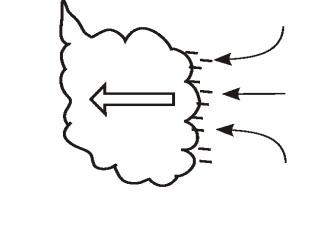
W przypadku chmur burzowych szczególne znaczenie mają: turbulencja tarcia i konwekcja termiczna. Chmurom utworzonym w ten sposób towarzyszą zazwyczaj wyładowania atmosferyczne.

Turbulencja to chaotycznie poruszające się wiry i strumienie powietrza o różnych kształtach i kierunkach poruszania się. Turbulencja powstaje w wyniku istniejących różnic w prędkościach wiatru, w sąsiadujących ze sobą warstwach powietrza. Turbulencja termiczna powstaje w wyniku prądów konwekcyjnych wzbudzanych przez ogrzewanie się mas powietrza mających kontakt z nagrzaną powierzchnią Ziemi. Turbulencja mechaniczna powstaje w skutek zaburzania kierunku i siły wiatru przy przepływie masy powietrza nad nierównościami powierzchni Ziemi. Turbulencja ma ważne znaczenie w przypadku chmur burzowych. Zaobserwowano, że maksimum liczby wyładowań elektrycznych jest związane z ruchami wznoszącymi wewnątrz chmury, które wynoszą cząstki krupy śnieżnej lub gradu ponad główny obszar ładunku ujemnego.

W czasie swojego istnienia chmura burzowa może wytwarzać różne rodzaje wyładowań elektrycznych w atmosferze. Rys. 7 przedstawia poszczególne fazy rozwoju chmury burzowej wraz z opisem intensywności, w poszczególnych etapach rozwoju, różnych zjawisk towarzyszących, jak np.: wyładowania wewnętrzchmurowe, turbulencja, wyładowania chmura - ziemia i inne. Pierwszym etapem tego cyklu jest powstanie chmury burzowej i jej elektryzacja. W tej fazie w wyniku działania konwekcji powstaje rozbudowana chmura burzowa najczęściej typu Cumulonimbus. Następnie w wyniku procesów elektryzacji oraz separacji ładunku w chmurze tworzy się trójbieguna struktura z centrum ładunku ujemnego w dolnej części chmury, dodatniego w szczytowej jej części oraz mniejszym skupiskiem ładunku dodatniego poniżej głównego ładunku ujemnego. W tak ukształtowanej strukturze, po około 10 minutach, zaczynają się pojawiać pierwsze wyładowania wewnętrzchmurowe, rozpoczyna się etap nazwany początkiem burzy. W tym czasie notuje się wysoką intensywność turbulencji we wnętrzu samej chmury oraz stopniowo rosnącą wewnętrzną aktywność elektryczną. Potem następuje faza - rozwój burzy. W tym stadium obserwuje się już intensywne turbulencje i wysoką elektryczną aktywność wewnętrzną. Kolejnym etapem jest etap dojrzałości. W tej fazie chmura burzowa osiąga maksymalną rozciągłość pionową. Następuje kulminacja wewnętrznej aktywności elektrycznej, zaczynają się też pojawiać pierwsze wyładowania typu chmura - ziemia. Po tej fazie następuje etap

zapoczątkowujący rozpad chmury burzowej. W tym momencie zazwyczaj następują obfite opady deszczu, gradu lub śniegu. Obserwujemy też silne prądy zstępujące oraz wyładowania doziemne. Potem następuje rozproszenie chmury burzowej, któremu towarzyszą rzadkie wyładowania wewnętrzchmurowe.

FAZY ROZWOJU CHMURY BURZOWEJ

NARODZINY	POCZĄTEK BURZY	ROZWÓJ BURZY	DOJRZAŁOŚĆ	ROZPAD	ROZPROSZENIE
					Rzadkie wyładowania wewnętrzchmurowe. Występuje silna turbulencja i prądy zstępujące. Następuje rozpad chmury burzowej i przekształcenie się pozostałości w inne rodzaje chmur lub też całkowite rozproszenie w otoczeniu.
					Kulminacja występowania wyładowań doziemnych. Wyładowania wewnętrzne. Występuje silna turbulencja oraz prądy zstępujące. Początek pojawiania się silnych prądów zlepiających. Silne zlodowacenie częstek chmurowych i wysoka koncentracja gradu. Pojawiają się intensywne opady
					Intensyfikacja wewnętrznej aktywności elektrycznej wraz z rozwojem burzy. Aktywne wyładowania wewnętrzne umożliwiają identyfikację intensywnych burz. Występuje silna turbulencja oraz prądy zlepiające. Silne zlodowacenie częstek chmurowych i wysoka koncentracja gradu.
					Tworzenie się chmur burzowej na skutek konwekcji lub turbulencji mechanicznej. Silne prądy zstępujące. Początek procesów elektroizacji w chmurze burzowej.

Rys. 7. Fazy rozwoju chmury burzowej. (na podstawie [42])

Chmura Cumulonimbus często staje się macierzystą chmurą dla innych typów chmur. Gdy przechodzi przez warstwy inwersyjne następuje, podobnie jak w przypadku chmury Cumuls, jej rozlewanie na boki i tworzenie ławic chmur warstwowo-kłębiastych typu Altocumulus lub Stratocumulus. Nawet po rozpadzie resztki chmury, zwłaszcza kowadła, pozostają chmury typu Cirrus oraz inne chmury warstwowe i warstwowo-kłębiaste. Oczywiście musi być wtedy spełniony warunek, że pozostałości po chmurze nie wymieszały się całkowicie z otoczeniem.

Ze względu na sposób powstawania burze możemy podzielić na [43]:

- Wewnętrzmasowe (nazywane też termicznymi lub cieplnymi), powstające zazwyczaj w lecie, w godzinach popołudniowych.
- Frontowe, najczęściej towarzyszące frontom chłodnym, w okresie letnim, ale również frontom ciepłym. Występują w ciągu całej doby.

Burze frontowe występują w warunkach chwiejnej równowagi termodynamicznej dużych mas powietrza. Burze na froncie chłodnym powstają, gdy napływające dołem masy powietrza wypierają w górę ciepłe i wilgotne powietrze o chwiejnej równowadze. Jeśli podłoż ma dostatecznie wysoką temperaturę to za frontem w chłodnej masie powietrza mogą powstawać burze wewnętrzmasowe.

Wyładowania atmosferyczne towarzyszą nie tylko chmurom burzowym typu Cumulonimbus, występują także w czasie innych zjawisk. Do takich zjawisk należy zaliczyć wybuchy wulkanów np.: przy wybuchu wulkanu Karakatau w 1883 roku zaobserwowano liczne błyskawice, także obserwacje chmur utworzonych z popiołów wulkanicznych w czasie erupcji wulkanu Surtsey niedaleko Islandii w grudniu 1963 potwierdziły występowanie tego typu wyładowań. Wyładowania te mają długość rzędu setek metrów. Krótsze około jednometrowe wyładowania były obserwowane podczas burz piaskowych. W przypadku wielkich pożarów lasów występują wyładowania w ogromnych chmurach dymu powstałych w wyniku spalania ogromnych obszarów leśnych. Wyładowania mogą towarzyszyć także naziemnym wybuchom ładunków jądrowych np.: bomb wodorowych czy też zjawiskom meteorologicznym jak np.: tornado. Wyładowania atmosferyczne występują także na innych planetach Układu Słonecznego. W 1979 roku sonda Voyager 2 podczas lotu badawczego na Jowisza wykonała około 20 zdjęć świetlistych impulsów w pobliżu powierzchni planety. Jednocześnie zarejestrowała 167 impulsów w zakresie sygnałów radiowych bardzo niskiej częstotliwości generowanych typowo na Ziemi przez wyładowania atmosferyczne. Dowodzi to istnienia piorunów także na innych niż Ziemia planetach. Oczywiście wszystkie wymienione powyżej rodzaje piorunów występują bardzo rzadko w porównaniu do

„zwyczajnych” wyładowań towarzyszącym chmurom Cumulonimbus. Także ich badanie jest utrudnione, ze względu na niezbyt częste występowanie. [3]

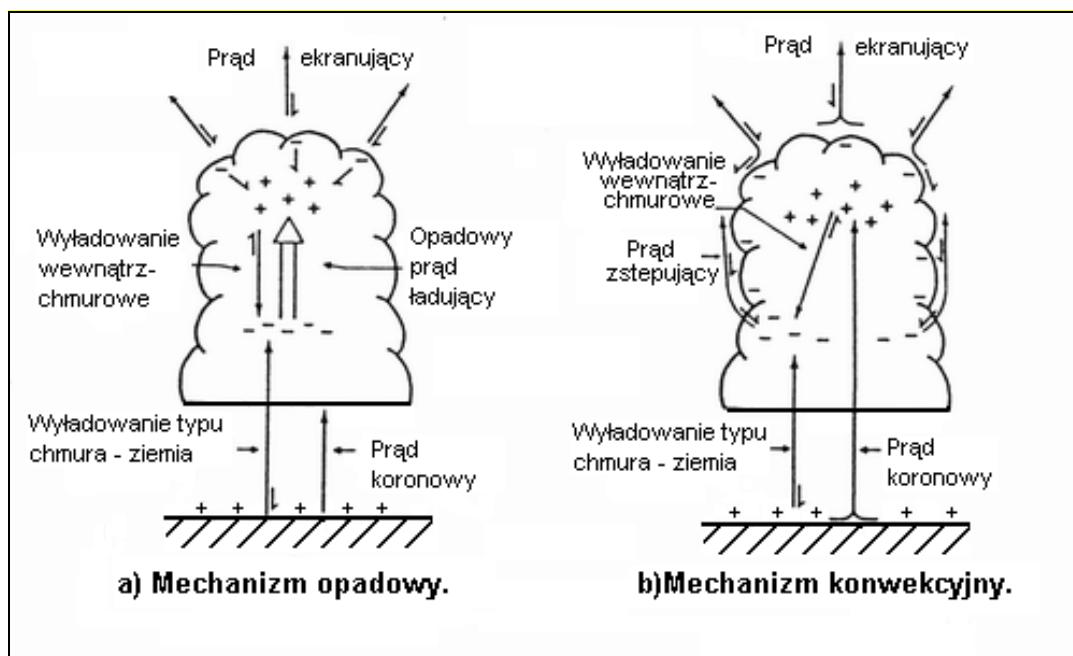
3.3. Procesy elektryzacji chmury burzowej.

Mechanizm powstawania przestrzennego ładunku elektrycznego w chmurach burzowych jest procesem niezwykle skomplikowanym i złożonym. Od wczesnych lat 30-tych ubiegłego wieku zaczęły powstawać różne hipotezy dotyczące struktury ładunku w chmurach burzowych. Jak dotychczas nie zdołano w pełni potwierdzić doświadczalnie żadnej z istniejących hipotez, opisujących powstawanie przestrzennego ładunku elektrycznego w chmurach oraz jego separację. Na potrzeby niniejszej publikacji poniżej zostaną opisane założenia, które musi uwzględnić hipoteza elektryzacji chmur oraz podstawowe założenia dwóch najpopularniejszych obecnie hipotez.

Pierwsze modele rozkładu ładunku elektrycznego w chmurze burzowej zaczęły powstawać po otrzymaniu pierwszych wyników naziemnych pomiarów pola elektrycznego na początku lat 30-tych XX wieku. W oparciu o te wyniki powstał model przybliżający chmurę burzową jako dodatni dipol elektryczny, czyli – układ, w którym w górnej części chmury zgromadzony jest ładunek dodatni, a w dolnej ujemny. Hipoteza ta została potwierdzona pod koniec lat 30-tych ubiegłego wieku przez G. Simpson'a i J. Sareas'a dzięki pomiarom pola elektrycznego wewnątrz chmur burzowych z wykorzystaniem balonów. Dzięki tym pomiarom ustalono, że w dolnej, naładowanej ujemnie części chmury znajduje się także małe, lokalne centrum ładunku dodatniego. Kolejne pomiary pola elektrycznego chmur burzowych, naziemne i wewnątrz chmur, potwierdziły ulepszoną koncepcję struktury ładunku w postaci podwójnego dipolu elektrycznego. Kolejnym krokiem do poznania procesów generujących wyładowania atmosferyczne jest zbadanie procesów powstawania ładunku w chmurach burzowych. Jest to zadania trudniejsze i nadal nie do końca wykonane. Niewątpliwie każdy model generacji ładunku musi uwzględnić kilka zjawisk, m.in.:

- silne prądy wznoszące, występujące w czasie powstawania chmur burzowych (unoszące także naładowane cząstki), a w późniejszym czasie także prądy zstępujące
- rozkład temperatur w poszczególnych partiach chmury burzowej
- różnorodność hydrometeorów znajdujących się wewnątrz chmury burzowej, m.in.: krople wody, kryształy lodu, krople wody przechłodzonej, krupy śnieżne
- procesy jonizacji powietrza przez promieniowanie kosmiczne, substancje promieniotwórcze itp.
- opad atmosferyczny, znoszący do ziemi także dużą ilość ładunku

Ze względu na złożoność procesu i brak doświadczalnego potwierdzenia poszczególnych hipotez w przypadku burz w różnych miejscach i o różnej porze roku, do dziś nie została przyjęta i zatwierdzona żadna z hipotez. Aktualnie za najbardziej prawdopodobne uważa się dwie hipotezy: hipotezę opadową (z ang. *precipitation hypothesis*) i hipotezę konwekcyjną (z ang. *convection hypothesis*). Rys. 8 przedstawia dwa modele elektryzacji i separacji ładunku elektrycznego w chmurze oraz ilustruje istniejące między nimi różnice.



Rys. 8. Modele ilustrujące dwa mechanizmy elektryzacji chmur burzowych. [44]

Hipotezę opadową (rys. 8 a) pierwszy zaproponował w 1885 roku niemiecki fizyk Hans F. Geitel. Teoria ta bazuje na zjawisku, które można zaobserwować przyglądając się zraszaczowi ogrodowemu. Większe krople wody szybciej odłączają się od strumienia wody i opadają, natomiast mniejsze są unoszone przez wiatr. Tak samo dzieje się w przypadku chmury burzowej. Dzięki silom konwekcyjnym, wewnątrz chmury burzowej istnieje bardzo silny prąd wznoszący. Dzięki temu unoszone jest ciepłe i wilgotne powietrze zawierające nasyconą parę wodną. Część tej pary wodnej podczas wznoszenia może skondensować (bez kondensacji pary nie powstałaby chmura). W trakcie dalszego unoszenia do obszarów o niższej temperaturze część tej skondensowanej pary wodnej, czyli wody w fazie ciekłej, może zmienić swój stan skupienia na stały. Badania wykazały, że duża część skondensowanej pary wodnej pozostaje w fazie ciekłej, jako tzw. „woda przechłodzona”, mimo temperatur sięgających -20°C . Przechłodzona woda stykając się z jakimś zanieczyszczeniem powietrza natychmiast zamarza. W ten sposób w unoszonym strumieniu powietrza możemy znaleźć

różne rodzaje hydrometeorów, takich jak: krople wody, kryształy lodu, krople wody przechłodzonej, krupy śnieżne. Podczas wznoszenia cząstki te mogą zwiększać swoją masę poprzez przyłączanie innych, mniejszych. Zwiększenie masy cząstek powoduje, że siła grawitacji działająca na nie stanie się większa od wznoszących je sił konwekcyjnych. Wtedy zaczyna ona opadać, a podczas opadania następują zderzenia opadających cząstek i wznoszących się malutkich kropelek wody oraz bardzo małych odłamków lodu. Przypuszcza się, że podczas tych zderzeń następuje elektryzacja zderzeniowa tych cząstek. W ten sposób ładunek ujemny jest przekazywany do opadających hydrometeorów, a dodatni przekazywany wznoszącej się „mgiełce” składającej się z drobniutkich kropelek wody i kryształków lodu. W wyniku działania siły grawitacji i prądów zstępujących następuje separacja tych ładunków elektrycznych. Dodatni ładunek gromadzi się w szczytowych partiach chmury, a ujemny w dolnych. Powstaje struktura nazywana dodatnim dipolem. Głównym założeniem tej teorii jest fakt elektryzacji cząsteczek w czasie zderzeń. Elektryzacja może następować także na drodze indukcji. Kiedy zderzają się dwie nie naładowane, ale spolaryzowane cząstki, tzn. cząstki z ładunkiem jednego znaku na górze i przeciwnego znaku na dole, wtedy opadające, ciężkie cząstki w wyniku zderzenia przekazują ładunek zgromadzony na ich dole lekkiej części, unoszonej do góry prądem wstępującym. Proces indukcji zderzeniowej wymaga istnienia pola, które go inicjuje. Poszczególne hydrometeory mogą absorbować ładunek także w procesach: mieszania i zamarzania, przechwytywania i uwalniania wolnych jonów lub naładowanych cząstek aerosoli. [45]

Hipotezę konwekcyjną (rys. 8 b) sformułowali, niezależnie od siebie, w 1947 roku Gaston Grenet w Paryżu oraz w 1953 roku Bernard Vonnegut w USA. Jest ona bardziej skomplikowana. Analogią do tego procesu jest znana zasada działania generatora Van der Graaff'a. W przypadku tej hipotezy zakłada się, że ładunki elektryczne są początkowo dostarczane do chmury przez dwa zewnętrzne źródła. Pierwszym źródłem są ładunki pochodzące z jonizacji cząsteczek powietrza, znajdującego się ponad chmurą, przez promieniowanie kosmiczne. Drugim źródłem są ładunki elektryczne pochodzące z wyładowań koronowych. Wyładowania koronowe powstają w pobliżu spiczastych obiektów na powierzchni Ziemi, dookoła których istnieje silne pole elektryczne. Powstające dodatnie jony są unoszone razem z ciepłym powietrzem dzięki prądom konwekcyjnym. Kiedy górne obszary chmury zostaną w dostatecznym stopniu zasilone ładunkiem dodatnim, wtedy zgromadzony ładunek dodatni zaczyna przyciągać ładunek ujemny powstały ponad chmurą dzięki promieniowaniu kosmicznemu. Wciągane do wnętrza chmury jony ujemne błyskawicznie przyłączają się do kropelek wody i kryształków lodu i tworzą tzw. „warstwę

ekranującą” (z ang. *screening layer*). Według tej hipotezy, prądy zstępujące na obrzeżach chmury przenoszą ujemnie naładowane cząstki „warstwy ekranującej” na dół, w kierunku podstawy chmury. W ten sposób również powstanie struktura dodatniego dipolu z ładunkiem dodatnim w szczytowych partiach chmury i ujemnym w jej dolnych obszarach. [45]

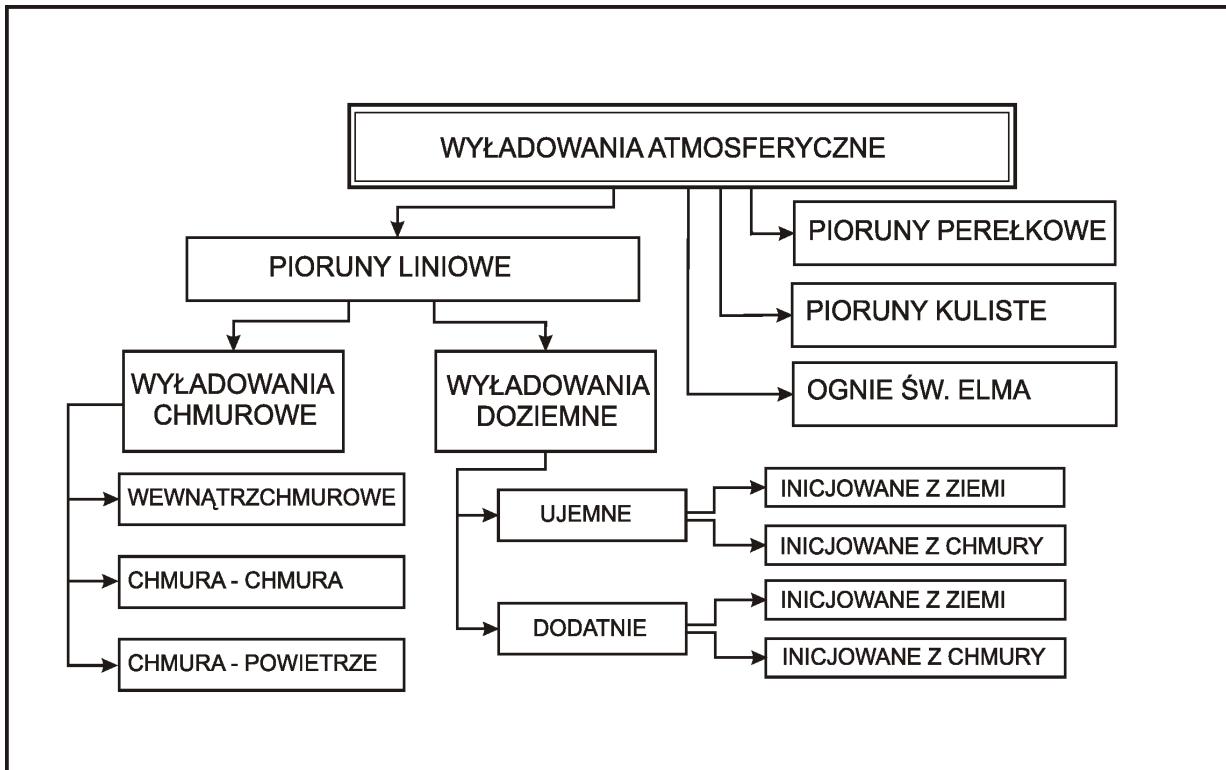
Ciekawym problemem badawczym jest także małe, lokalne centrum ładunku dodatniego w podstawie chmury burzowej. Jego obecność może być spowodowana z trzech różnych przyczyn. Po pierwsze w wyniku procesu podobnego do tego, który powoduje separację ładunku na dodatni w górnym rejonach chmury i ujemny w jej podstawie, czyli np.: opadające cząsteczki lodu lub przechłodzone krople wody o temperaturze między 0 i -20° C. Po drugie może powstać w wyniku działania dodatnich prądów koronowych i unoszenia ładunku dodatniego wraz z prądami wstępującymi. Po trzecie może zostać przeniesiony w obrębie chmury wskutek wyładowań wewnętrzchmurowych. Jednakże dotychczas żaden z tych czynników nie został całkowicie wykluczony lub potwierdzony. Przypuszcza się także, że to małe centrum ładunku dodatniego spełnia znaczącą rolę w procesie inicjowania wyładowań doziemnych. [7]

Bardziej szczegółowy opis hipotez opisujących proces elektryzacji chmur burzowych można znaleźć m.in. w [46, 47, 48, 49, 50, 51]

3.4. Rodzaje wyładowań atmosferycznych.

Ze względu na różnorodność typów wyładowań występujących w atmosferze ziemskiej utrudniona jest także ich klasyfikacja. Ze względu na charakter niniejszej publikacji zostaną tu omówione w miarę szczegółowo wyładowania, które są istotne z punktu widzenia działalności IMGW. Pozostałe, wybrane rodzaje wyładowań zostaną omówione pobiędzie.

W atmosferze ziemskiej, czy to w przypadku chmur burzowych czy innych zjawisk związanych z występowaniem wyładowań takich, jak np.: wybuchi ładunków jądrowych, erupcje wulkanów itp., występują na ogół wyładowania elektryczne różnego typu. Typów wyładowań jest kilka, m.in. wyładowania: liniowe perełkowe, kuliste, ognie św. Elma i inne. Na rys. 9 przedstawiono schematyczny podział wyładowań atmosferycznych na poszczególne, najczęściej występujące typy. Najlepiej zbadanymi i występującymi najczęściej są tzw.: wyładowania liniowe związane z występowaniem chmur typu Cumulonimbus. Wyładowania liniowe to pioruny w postaci rozgałęzionej iskry o długości od kilku do kilkudziesięciu kilometrów. Niniejsza publikacja (poza podrozdziałem: 2.8. Inne typy wyładowań) jest poświęcona wyłącznie wyładowaniom liniowym oraz aspektom związanym z ich wykrywaniem i lokalizacją.

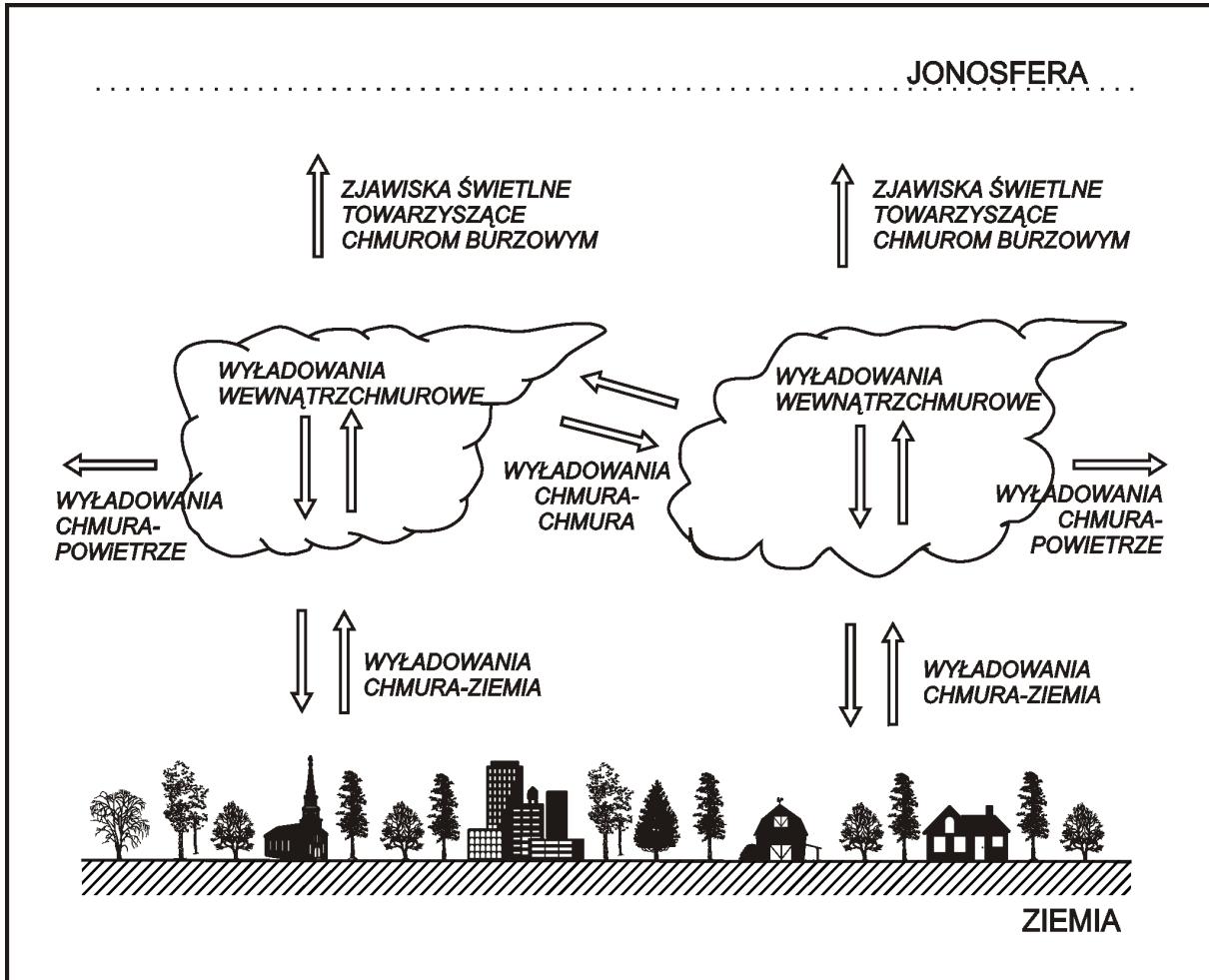


Rys. 9. Schematyczny podział wyładowań atmosferycznych.

Można wyróżnić dwa zasadnicze podziały liniowych wyładowań atmosferycznych. Pierwszy - ze względu na to, między jakimi rodzajami ośrodków następuje wyładowanie oraz drugi - ze względu na to, jaki rodzaj ładunku elektrycznego (dodatni lub ujemny) jest przenoszony przez wyładowanie piorunowe. Według pierwszego podziału wyładowania liniowe dzielą się na:

- wyładowania chmura - ziemia, (z ang. *cloud-to-ground discharges*),
- wyładowania chmurowe, obejmujące: wyładowania wewnętrzchmurowe (z ang. *intracloud discharges*); wyładowania chmura - chmura (z ang. *cloud-to-cloud discharges*) oraz wyładowania chmura - powietrze (z ang. *cloud-to-air discharges*)

Na rys. 10 zobrazowano schematycznie cztery rodzaje tych wyładowań.



Rys. 10. Typy wyładowań elektrycznych w atmosferze, wyróżnione ze względu na rodzaj ośrodków ładunków elektrycznych, między którymi dochodzi do wyładowania.

Drugim podziałem jest podział na wyładowania „dodatnie” (z ang. *positive*) i „ujemne” (z ang. *negative*). Wyładowanie dodatnie jest to takie wyładowanie atmosferyczne, w którym z chmury do ziemi przenoszony jest ładunek dodatni. W wyładowaniu ujemnym przenoszony jest natomiast ładunek ujemny. Oba rodzaje wyładowań mogą być inicjowane tak z chmury jak i z ziemi. Szacuje się, że około 90 % wszystkich wyładowań doziemnych to wyładowania ujemne [37], jednak zdecydowanie bardziej niebezpieczne są doziemne wyładowania dodatnie. Dzieje się tak, dlatego że w przypadku wyładowań ujemnych wraz z pierwszym uderzeniem zwrotnym płynie prąd szczytowy rzędu ok. 30 kA, podczas gdy w przypadku wyładowań dodatnich prąd ten ma wartości nawet od ok. 200 do ok. 300 kA [52]. Wyładowania dodatnie powodują przeniesienie do ziemi dużo większego ładunku elektrycznego niż wyładowania ujemne. Szacuje się, że wyładowania ujemne przenoszą do ziemi ładunek rzędu - 8 C, a wyładowania dodatnie rzędu 80 C [52]. Wyładowania dodatnie występują często podczas burz w zimie i zazwyczaj składają się one tylko z jednego wyładowania zwrotnego. Przeważnie wyładowania dodatnie są inicjowane z górnych

obszarów chmur burzowych, gdzie istnieje główny ośrodek ładunków dodatnich. Wyładowania tego rodzaju niosą większe zagrożenie dla człowieka i obiektów naziemnych, prawdopodobnie duży odsetek pożarów lasów i uszkodzeń linii energetycznych powstaje w wyniku uderzeń piorunów dodatnich. Dlatego też bardzo ważne jest uzyskiwanie, z systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, danych umożliwiających rozróżnianie bieguności wyładowania doziemnego. Ma to wielkie znaczenie zwłaszcza w ultrakrótkoterminowym prognozowaniu zagrożenia.

3.5. Wyładowania chmurowe.

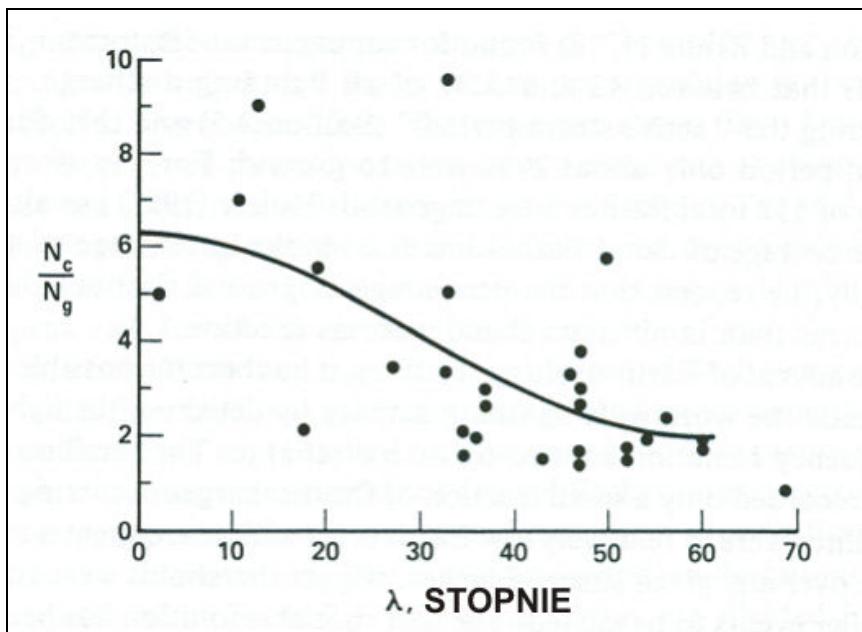
Wyładowania chmurowe to generalnie wszystkie wyładowania liniowe, które nie są wyładowaniami typu chmura – ziemia. W grupie wyładowań chmurowych zawierają się trzy typy wyładowań atmosferycznych. Zaliczamy do nich wyładowania wewnętrzchmurowe, wyładowania chmura-chmura oraz wyładowania typu chmura-powietrze. Wyładowania wewnętrzchmurowe to wszystkie wyładowania, które występują między centrami ładunków w obrębie jednej chmury burzowej. Transportują one ładunek w obrębie tej chmury i mogą także inicjować wyładowania doziemne. Wyładowania chmura – chmura występują pomiędzy centrami ładunków w dwóch różnych chmurach. Dzięki nim ładunek elektryczny może być przekazywany z jednej chmury do drugiej. Natomiast najrzadziej występujące wyładowania chmura - powietrze zachodzą pomiędzy obszarem ładunków w chmurze burzowej i pakietem ładunków o przeciwnym znaku znajdującym się w otaczającym chmurę powietrzu. Na podstawie rejestracji zmian pola elektrycznego, stwierdzono znaczące podobieństwa pomiędzy tymi typami wyładowań. Jak dotychczas systemy śledzące aktywność piorunową pozwalały tylko na lokalizacje wyładowań atmosferycznych na płaszczyźnie, tak jak system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN eksploatowany w IMGW (SAFIR 2D) [53]. Jednak nie opracowano jak dotąd sprawdzonych technik detekcji pozwalającej, dzięki danym tylko z tych systemów, bezpośrednio rozróżniać typy wyładowań chmurowych. Można je rozróżnić tylko poprzez jednoczesną analizę przestrzennych lokalizacji źródeł tych wyładowań i obserwacji radarowych chmury burzowej. Znając położenie wyładowania w przestrzeni i lokalizację chmur burzowych, możemy stwierdzić pośrednio, jaki rodzaj wyładowania chmurowego miał miejsce.



Rys. 11. Wyładowania chmurowe (zdjęcie wykonane przez Michael'a Bath'a). [54]

Na rys. 11 przedstawiono chmurę burzową, w której występuje duża aktywność wyładowań chmurowych. W lewym, górnym rogu widać rozświetlone kanały wyładowań typu chmura - powietrze. Duża liczba blisko po sobie następujących wyładowań wewnętrzchmurowych powoduje, że chmura ta intensywnie „świeci”.

Wyładowania chmurowe są najczęściej występującym rodzajem wyładowań atmosferycznych, ale generują o wiele mniejsze – „wolniejsze” zmiany pola elektromagnetycznego niż wyładowania doziemne. Szacuje się, że stanowią one 60-90 % całkowitej liczby wszystkich wyładowań elektrycznych występujących podczas burzy. W przypadku burz intensywnych ich liczba może sięgać nawet 99 % całkowitej liczby wyładowań [42]. Ważnym zagadnieniem przy badaniu piorunów jest stosunek wyładowań chmurowych do wyładowań doziemnych, który nie jest wielkością stałą. Rys. 12 przedstawia zmiany tego stosunku w zależności od szerokości geograficznej. W okolicach równika liczba wyładowań wewnętrzchmurowych jest około 6 razy większa od wyładowań doziemnych. Im dalej od równika tym dysproporcje pomiędzy ilościami wyładowań różnych typów są mniejsze [55]. Wynika to z tego, że w obszarach równikowych istnieje silniejsza konwekcja (większa dawka promieniowania słonecznego otrzymywanej przez powierzchnię Ziemi) oraz występują bardziej intensywne procesy wilgotno-adiabatyczne.



Rys. 12. Stosunek liczby wyładowań wewnętrzchmurowych (N_c) do liczby wyładowań doziemnych (N_g) w zależności od szerokości geograficznej λ . [55]

Wyładowania wewnętrzchmurowe zapoczątkowują okres aktywności elektrycznej chmury burzowej oraz rozpoczynają procesy jej rozładowywania. Pierwsze wyładowania tego typu pojawiają się po upłynięciu około 10 minut od rozpoczęcia mechanizmu jej elektryzacji.[56] Warunkiem powstania wyładowań wewnętrzchmurowych jest powstanie w chmurze obszaru z odpowiednio wysokim natężeniem pola elektrycznego, w którym występuje duża gęstość naładowanych elektrycznie hydrometeorów jak np.: kropel wody, kryształów lodu, krupy śnieżnej itp.

Wyładowania wewnętrzchmurowe wytwarzają zjonizowany kanał łączący przeciwnie naładowane obszary znajdujące się w obrębie jednej chmury. Typowo pojawiają się pomiędzy dodatnio i ujemnie naładowanymi obszarami jednej chmury, ale mogą też wystąpić one z dala od skoncentrowanych obszarów ładunków dodatnich i ujemnych. Średni czas trwania wyładowania wewnętrzchmurowego jest porównywalny z czasem trwania wyładowania doziemnego i wynosi średnio około pół sekundy. Typowe wyładowanie wewnętrzchmurowe przenosi ładunek rzędu dziesiątek kulombów na odległości od kilku do kilkunastu kilometrów.[57]

Rozpoczęcie wewnętrznej aktywności elektrycznej chmury burzowej poprzedza, o czasie rzędu dziesiątek minut pierwsze wyładowanie doziemne, dlatego detekcja wyładowań chmurowych umożliwia wcześnie wykrywanie burz. Pozwala to na tworzenie skutecznych prognoz ultrakrótkoterminowych (wyprzedzenie zjawiska do ponad 1 godziny) oraz umożliwia ocenę stopnia natężenia burz i zjawisk im towarzyszących. Badając wewnętrzną

aktywność elektryczną można skutecznie śledzić rozwój i kierunek przemieszczania się chmur burzowych. Monitorowanie tego typu jest dużo skuteczniejsze w zastosowaniu do wyładowań wewnętrzch chmurowych niż do wyładowań doziemnych. Wiąże się to z większą ilością tych wyładowań, co umożliwia uzyskanie większej ilości informacji (typowo 10 do 100 razy więcej) o aktywności elektrycznej chmury burzowej. [58, 59]

Badania wyładowań chmurowych są równie ważne lub też ważniejsze niż badania wyładowań chmura-ziemia. Najważniejszym z powodów badania wyładowań chmurowych jest ich rola w transporcie ładunków wewnętrz chmury oraz nie do końca zbadana kwestia wyzwalania wyładowań doziemnych przez wyładowania chmurowe. Jak dotąd naukowcy posiadają znacznie mniejszą wiedzę o wyładowaniach chmurowych niż doziemnych, ze względu na fakt, że wyładowania te nie niosą ze sobą takich zagrożeń dla człowieka jak te doziemne. Innym powodem jest fakt, że niektóre narzędzia do badania wyładowań jak np.: aparaty fotograficzne z ruchomym filmem nie mają zastosowania w badaniu wyładowań chmurowych. W ostatnich latach badania wyładowań chmurowych są ułatwione dzięki rozwinięciu nowych technik pomiarowych. Są to głównie systemy stacji detekcji zmian pola elektrycznego oraz sieci stacji detekcji lokalizujących wyładowania dzięki skanowaniu pasma wysokich częstotliwości VHF.

W ostatnim czasie rozpoczęto w Chinach operacyjną eksploatację interferometrycznego systemu SAFIR 3 D. Jest to system wykrywający i lokalizujący wyładowania wszystkich typów w trójwymiarowej przestrzeni [60]. Podobnie użytkowany operacyjnie w USA system LDAR II pozwala na lokalizację wyładowań w przestrzeni [61]. Są to dwa systemy, które jako pierwsze pozwalają, dzięki pomiarom pośrednim tj. analizie zmian pola elektromagnetycznego zaburzonego przez wyładowanie, odtworzyć pełny kanał wyładowania chmurowego.

Więcej informacji o wyładowaniach chmurowych i sposobach ich wykrywania można znaleźć m.in. w: [3, 7, 63, 64, 65]

3.6. Wyładowania chmura – ziemia.

Wyładowanie typu chmura-ziemia wytwarza, co najmniej jeden kanał zjonizowanego powietrza, który łączy chmurę z ziemią. Kanałem tym mogą przebiegać jednokrotne lub wielokrotne uderzenia zwrotne pioruna. Ten rodzaj wyładowania atmosferycznego jest najczęściej badanym rodzajem wyładowań elektrycznym w atmosferze, ze względu na stopień jego zagrożenia dla obiektów naziemnych.

Na rys. 13 przedstawiono przykład wyładowania chmura - ziemia. Na zdjęciu tym wyraźnie widać silnie rozgałęzione i rozświetlone kanały wyładowania.



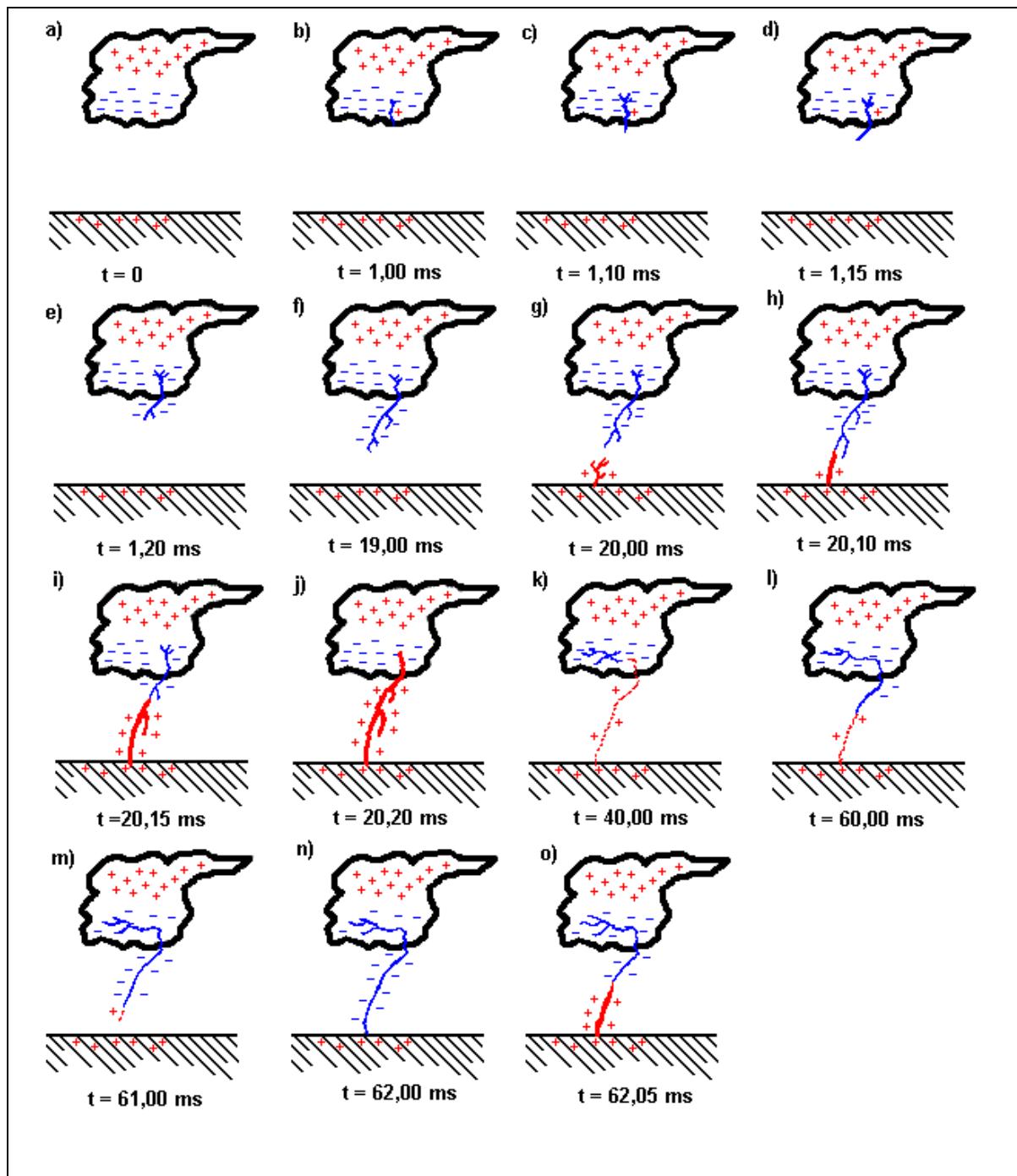
© Ksawery Skąpski

Rys. 13 Wyładowanie typu chmura - ziemia. [62]

Rys. 14 przedstawia schematyczny przebieg typowego wyładowania elektrycznego w atmosferze typu chmura - ziemia. Wyróżniono na nim poszczególne etapy tego wyładowania poczynając od separacji ładunku w chmurze, a kończąc na drugim wyładowaniu zwrotnym.

Wyładowanie typu chmura - ziemia może się rozpocząć, gdy natężenie pola elektrycznego w pewnym obszarze chmury burzowej przekroczy wartość około $3 \cdot 10^6 \text{ V} \cdot \text{m}^{-1}$ [56]. Wówczas w tej przestrzeni może wystąpić pierwsze wyładowanie wstępne (z ang.

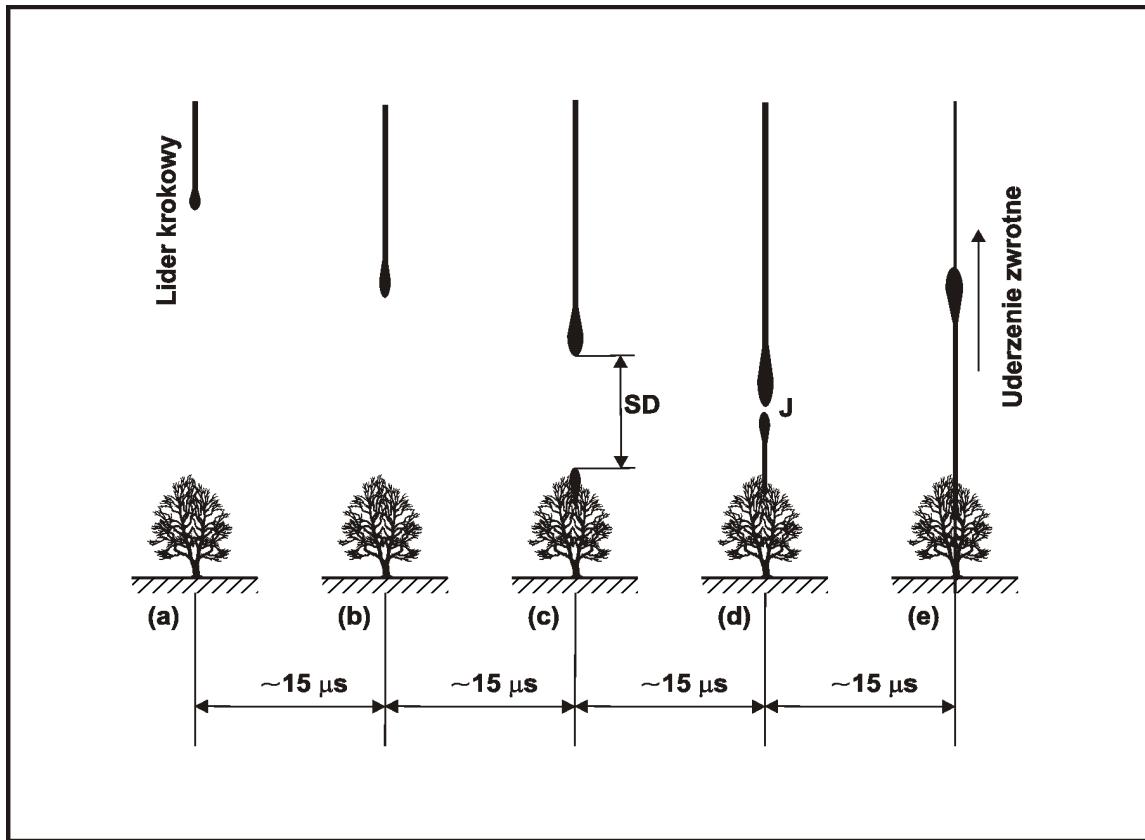
preliminary breakdown) - rys. 14 b i c. Wyładowanie to z kolei inicjuje fazę tzw. lidera krokowego (z ang. *stepped leader*). Lider krokowy, zwany też prekursorem, jest strumieniem ładunków powodującym jonizację powietrza na swojej drodze i tworzącym kanał zjonizowanego i „świecącego” powietrza o średnicy od 1 do 10 m (wartość uzyskana w wyniku pomiaru fotograficznego), z rdzeniem kanału o średnicy ok. 1 cm. [3]



Rys. 14 Przebieg czasowego rozwoju typowego wyładowania elektrycznego w atmosferze typu chmura – ziemia [7]. a) separacja ładunku w chmurze burzowej, b) - c) wyładowanie wstępne d) - g) lider krokowy, h) połączenie się lidera krokowego z wyznacznikiem połączenia, i) - j) pierwsze uderzenie zwrotne, k) - n) formowanie się lidera strzałowego, o) początek drugiego uderzenia zwrotnego

Lider krokowy składa się z wielu drobnych „kroczków” trwających około 1 μ s, o długości od 10 do 100 m (rys. 14 d-g). Przerwy pomiędzy poszczególnymi skokami wynoszą od 20 do 50 μ s. Średnia prędkość propagacji lidera krokowego wynosi od 10^5 do 10^6 m/s [66]. W pełni rozwinięty lider krokowy może przenieść do ziemi ładunek ok. 10 C w czasie rzędu dziesiątek milisekund. Średni prąd lidera zawiera się pomiędzy ok. 10 i ok. 1000 A [7]. Podczas skokowej propagacji lider krokowy tworzy czasami skomplikowaną geometrycznie i silnie rozgałęzioną strukturę. Silne rozgałęzienie jest spowodowane tym, że podczas swojego ruchu ku powierzchni Ziemi główka lidera wybiera obszary o lokalnie największej jonizacji, a także tym, że w obszarze przemieszczania się lidera mogą istnieć pakiety ładunków dodatnich unoszonych przez konwekcję. Podczas ruchu lidera, część ładunku z chmury burzowej spływa do utworzonego już kanału wyładowania dając przestrzenny, liniowy rozkład ładunku [36]. Czoło lidera niesie bardzo wysoki potencjał rzędu 10^7 V [57]. Ładunek zgromadzony na jego czoole powoduje lokalny wzrost natężenia pola elektrycznego. Gdy czoło lidera zbliży się do powierzchni Ziemi na tzw. odległość uderzenia (z ang. *striking distance*), wtedy z miejsc na powierzchni Ziemi (rys. 14 g oraz rys. 15 a i b), w których ukształtowanie sprzyja zagęszczeniu linii sił pola elektrycznego (miejscy gdzie znajdują się, np.: wysokie drzewa, maszty, budowle itp.), indukowane są tzw. wyznaczniki połączenia (rys. 15 c). Wyznaczniki połączenia są nazywane także liderami oddolnymi. Są to zjonizowane kanały powietrza wybiegające od powierzchni Ziemi w kierunku lidera krokowego.

Kiedy jeden z wyznaczników spotka się z końcówką lidera krokowego, zazwyczaj na wysokości rzędu dziesiątek metrów, wtedy następuje połączenie lidera krokowego z powierzchnią Ziemi (rys. 14 h i rys. 15 d), a potencjał zjonizowanego kanału tego wyładowania zostaje połączony z powierzchnią Ziemi. W momencie połączenia zgromadzone na powierzchni Ziemi ładunki dodatnie, indukowane przez ujemny ładunek chmury i kanał wyładowania, mogą wniknąć do tego kanału i zneutralizować zawarty w nim ładunek (rys. 14 h - j). W czasie tego, zachodzącego z bardzo dużą prędkością, procesu następuje przepływ silnej fali prądowej wraz z towarzyszącymi jej efektami: świetlnym i dźwiękowym. W ten sposób neutralizowane są coraz to bardziej odległe od Ziemi części kanału wyładowania, a jego silnie świecący odcinek wydłuża się w kierunku chmury. Fazę tą kończy powstanie pierwszego tzw. wyładowania zwrotnego (z ang. *return stroke*). Jego czoło przemieszcza się w kierunku chmury z prędkością początkową rzędu $30 \cdot 10^6$ m·s⁻¹ [56], która maleje wraz z oddalaniem się czoła od powierzchni Ziemi. Czas trwania tego procesu jest krótszy niż około

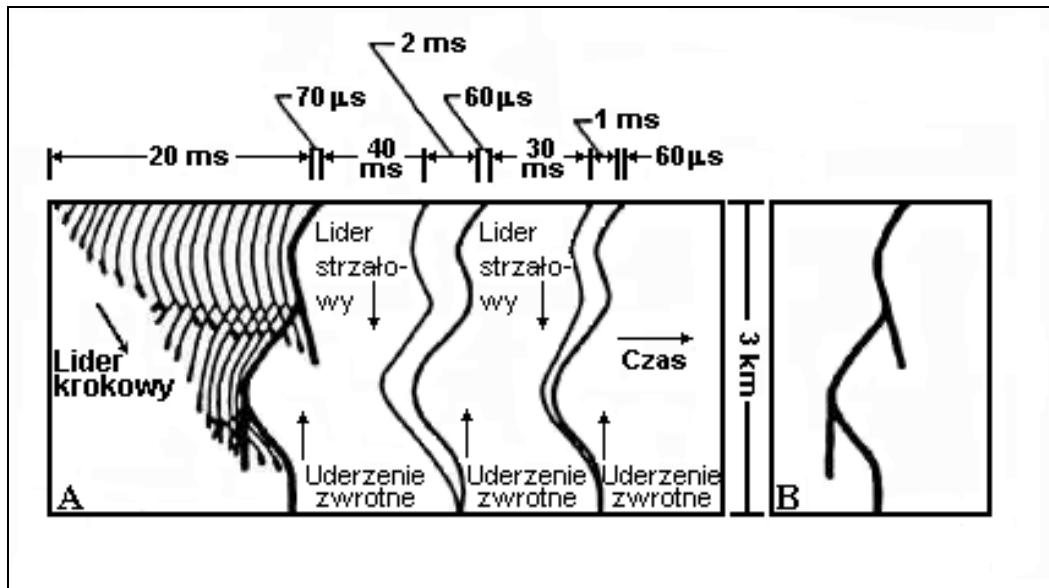


Rys. 15 Zasada powstawania wyznacznika połączenia. (na podstawie [67])

SD - odległość uderzenia (z ang. striking distance), **J** - połączenie (z ang. junction)

100 μ s, a natężenie prądu typowego wyładowania zwrotnego dochodzi do wartości 30 kA (dla wyładowań ujemnych). Czas narastania typowego impulsu prądowego do wartości szczytowej wynosi ok. 10 μ s, a czas zaniku do połowy tej wartości około 50 μ s [57]. Typowa charakterystyka amplitudowo-czasowa wyładowania zwrotnego jest podstawowym wskaźnikiem identyfikacyjnym wyładowania doziemnego. Kiedy zjonizowanym kanałem przestanie już płynąć prąd, występuje około 20-40 ms przerwa. Potem następna partia ładunku może zacząć spływać w dół stale istniejącego, lecz prawie już niewidocznego kanału pierwszego uderzenia zwrotnego (rys. 14 k - m). Tego następnego wyładowania nie poprzedzają już wyładowania wstępne. Poprzedza go tylko ciągły tzw. lider strzałowy (z ang. *dart leader*). Powstaje on, gdy w chmurze, na szczycie resztki zjonizowanego kanału pierwszego uderzenia zwrotnego, w czasie krótszym niż około 100 ms, pojawi się nowa partia ładunku elektrycznego. Ładunek ten może być dostarczony poprzez wyładowania wewnętrzchmurowe w obrębie tej samej chmury, lub poprzez wyładowania między chmurami. Zwykle lider strzałowy przenosi wzduż całego kanału ładunek około 1 C i ponownie łączy potencjał chmury z powierzchnią Ziemi. W takich warunkach powstaje kolejne uderzenie zwrotne (rys. 14 o). Po tym uderzeniu znowu formuje się lider strzałowy i cykl się powtarza, o ile w chmurze jest jeszcze dostępny ładunek elektryczny. Cykle takie

następują do czasu rozładowania całej komory burzowej. Większość wszystkich wyładowań piorunowych (50-70%) składa się z kilku, a nawet kilkudziesięciu wyładowań zwrotnych, ale występują też wyładowania tylko z jednym uderzeniem zwrotnym [56]. Zazwyczaj szczytowe wartości natężenia prądu w kolejnych uderzeniach zwrotnych są mniejsze od pierwszego uderzenia. Kolejne uderzenia zwrotne tak, jak i ich liderzy strzałowi, nie są już rozgałęzione. Kanał pierwszego uderzenia zwrotnego ma średnicę rzędu kilku centymetrów [3].



Rys. 16. Idea odwzorowania wyładowania doziemnego za pomocą aparatu z przesuwany filmem (A) i aparatu z filmem stacjonarnym (B). [57]

Na rys. 16 przedstawiono dwa zdjęcia wyładowania doziemnego. Obraz A został uzyskany aparatem z przesuwającym się filmem, dzięki czemu można zarejestrować na nim kolejne fazy formowania się kanału wyładowania (lidera krokowego) oraz etapy powstawania dwóch kolejnych uderzeń zwrotnych. Obraz B został uzyskany aparatem z filmem stacjonarnym. Jest to obraz pioruna widoczny „gołym” okiem.

Prąd przepływający przez zjonizowany kanał wyładowania atmosferycznego, powoduje powstawanie zmiennych pól elektromagnetycznych. Największe zmiany pól elektromagnetycznych występują w czasie wyładowań zwrotnych. Jest to spowodowane tym, że w czasie tych wyładowań przez kanał wyładowania płyną prądy o największych natężeniach występujących w przypadku wyładowań piorunowych. Zmiany tych pól mają charakter falowy i rozprzestrzeniają się izotropowo (rozprzestrzeniają się od źródła we wszystkich kierunkach). Zmienne pola elektromagnetyczne powstające w czasie różnych faz wyładowań piorunowych mają różne charakterystyczne dla siebie parametry opisujące ich zmienność, jak np.: czas trwania impulsu, amplituda impulsu itp. Wobec tego przez pomiar

odpowiednich parametrów przebiegów czasowych zmian pola elektromagnetycznego można zidentyfikować dany rodzaj wyładowania bądź etap jego rozwoju.

Wyładowania atmosferyczne wytwarzają trzy rodzaje fal elektromagnetycznych m. in. fal w paśmie częstotliwości radiowych, zróżnicowane ze względu na sposób propagacji, są to fale: troposferyczne, przyziemne i jonosferyczne [68]. Fale troposferyczne rozchodzą się podobnie jak fale wodne - prostoliniowo. Dlatego ich zasięg jest ograniczony przez horyzont i przeszkody terenowe. Fala przyziemna jest silnie zależna od ukształtowania terenu, ponieważ jej tłumienie zależy od przewodności i stałej dielektrycznej gruntu. Najkorzystniejsze warunki do propagacji tego rodzaju fal istnieją nad obszarami mórz i oceanów. Tłumienie tej fali wzrasta wraz ze wzrostem jej częstotliwości. Dlatego też uzyskanie zasięgów średnich i dużych dla propagacji fali przyziemnej możliwe jest tylko w paśmie fal długich i średnich. Refrakcja, czyli załamanie fali - zmiana kierunku rozchodzenia się fali na granicy dwóch ośrodków, umożliwia osiągnięcie zasięgów znacznie przekraczających horyzont. Dzięki refrakcji przeszkody terenowe nie stanowią utrudnienia w propagacji tego rodzaju fali.

Fala jonosferyczna pozwala na uzyskanie dalekiego zasięgu propagacji w paśmie fal krótkich. Ponieważ stan jonosfery jest wielkością zmienną, dlatego zarówno natężenie składowych pola elektromagnetycznego w miejscu odbioru fal jonosferycznych, jak i ich faza ulegają znacznym wahaniom. Z tego powodu pomiary tego pola są obarczone dużymi błędami, w tym zakresie częstotliwości.

Dominującą składową pola elektrycznego emitowanego przez wyładowanie elektryczne w atmosferze jest składowa pionowa, więc można napisać, że w przybliżeniu:

$$\vec{E} \approx E_z \quad (1)$$

Zmiany pól elektromagnetycznych, generowanych przepływem przez kanał wyładowania gwałtownej fali prądowej zachodzą w szerokim paśmie częstotliwości. Składową zową pola elektrycznego tych zmian można przedstawić jako superpozycję trzech składników:

$$E_z = E_s + E_i + E_r \quad (2)$$

gdzie: E_s - składowa elektrostatyczna, E_i - składowa pośrednia, E_r - składowa radiacyjna

Składowa elektrostatyczna dominuje w polu elektrycznym w bliskim obszarze od rozładowawanego źródła ładunków elektrycznych i zanika w odwrotnej proporcji do trzeciej potęgi odległości. Amplituda składowej pośredniej zanika w odwrotnej proporcji do kwadratu odległości od tego źródła. Składowa radiacyjna dominuje w obszarach odległych od niego i zanika w odwrotnej proporcji do odległości. Wszystkie te składowe są także funkcjami

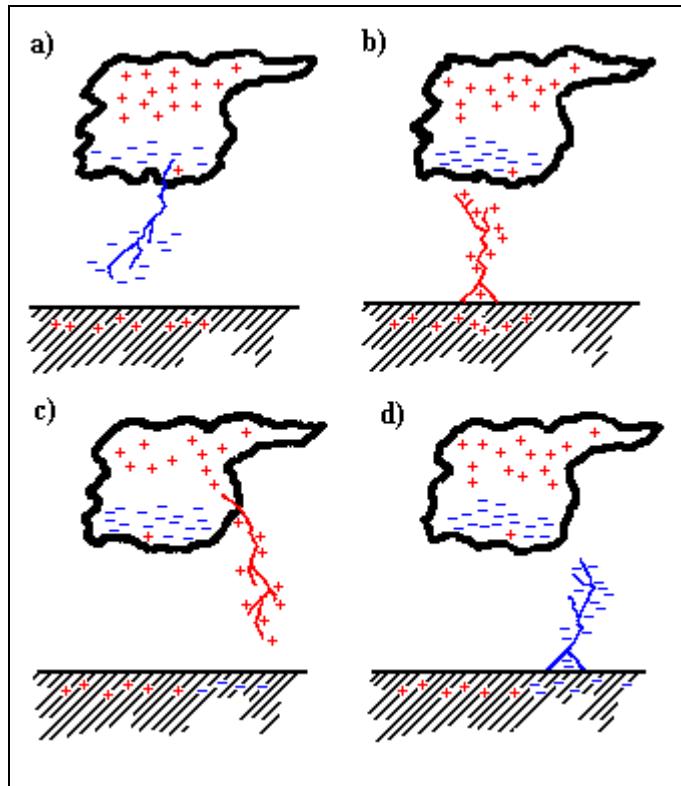
różnych częstotliwości i posiadają różne charakterystyki tłumienia, np.: maksimum amplitudy składowej radiacyjnej wyładowania doziemnego pojawia się w paśmie częstotliwości 1-20 kHz. [56]

W przypadku wyładowań doziemnych, zmiany pola elektrycznego mierzonego na powierzchni Ziemi zależą przede wszystkim od natężenia prądu w kanale wyładowania i od odległości od tego kanału, a najmniej tłumioną w tych zmianach jest składowa radiacyjna. Dlatego najbardziej dostępne dla radiolokacyjnej detekcji i lokalizacji wyładowań chmura - ziemia są ukształtowane kanały wyładowań głównych i wielokrotnych.

Dalsze informacje na temat fal elektromagnetycznych i ich propagacji oraz wpływu na organizm człowieka można znaleźć m.in. w [69, 70, 71]

Efekt świetlny towarzyszący wyładowaniom elektrycznym w atmosferze - błyskawica - jest zjawiskiem emisji optycznej pobudzonych do świecenia, w wysokiej temperaturze kanału wyładowania, poszczególnych atomów gazowych, składników atmosfery ziemskiej (np.: N, O, H). Natomiast słyszany przez nas głośny dźwięk - grzmot - towarzyszący wyładowaniom elektrycznym jest spowodowany falą uderzeniową [71] powstałą po gwałtownym rozprężeniu się gorącego powietrza w sąsiedztwie kanału wyładowania. Gwałtowny wzrost temperatury powietrza powoduje wzrost jego ciśnienia. Masa powietrza zaczyna się nagle poruszać z prędkością ponaddźwiękową, w wyniku czego powstaje charakterystyczny efekt dźwiękowy grzmotu.

Przedstawiono powyżej przebieg najbardziej typowego wyładowania doziemnego - inicjowanego w chmurze burzowej. W pewnych szczególnych warunkach, może być ono inicjowane z powierzchni Ziemi. W kategorii wyładowań typu chmura - ziemia zawierają się wszystkie wyładowania pomiędzy chmurą i ziemią, bez względu na to czy wyładowanie jest inicjowane z powierzchni Ziemi, czy też w chmurze burzowej. Ze względu na znak ładunku elektrycznego i sposób inicjowania wyładowania doziemnego możemy wyróżnić cztery jego rodzaje (rys. 17). Najczęściej wyładowanie elektryczne typu chmura - ziemia jest inicjowane z chmury burzowej (rys. 17 a i c). W ponad 90 % tych przypadków prekursor jest naładowany ujemnie. Przypadki, gdy prekursor wychodzący z chmur burzowej jest naładowany dodatnio mają zazwyczaj miejsce w przypadku burz występujących w okresie zimowym.



Rys. 17. Cztery rodzaje sposobu inicjowania wyładowań typu chmura - ziemia. [7]

Wyładowanie inicjowane przez:

- a) ujemnie naładowany prekursor wychodzący z chmury w kierunku ziemi
- b) dodatnio naładowany prekursor wychodzący z ziemi w kierunku chmury
- c) dodatnio naładowany prekursor wychodzący z chmury w kierunku ziemi
- d) ujemnie naładowany prekursor wychodzący z ziemi w kierunku chmury

W rzadkich przypadkach wyładowanie piorunowe może być inicjowane przez, wychodzący z Ziemi w kierunku chmury burzowej, naładowany dodatnio lub ujemnie prekursor (rys. 17 b i d). Zazwyczaj prekursor taki tworzy się na wierzchołkach wysokich gór, szczytów drzew lub wieżowców. Najczęściej prekursor wychodzący z powierzchni Ziemi jest naładowany dodatnio (rys. 17 b). Natomiast ujemnie naładowany prekursor wychodzący z powierzchni Ziemi jest najrzadziej występującym rodzajem sposobu inicjowania wyładowania doziemnego. Do tego typu inicjowania wyładowania elektrycznego w atmosferze zaliczamy także sztucznie inicjowane wyładowania doziemne. W takim przypadku w kierunku chmury burzowej jest najczęściej wystrzelana mała rakieta, która ciągnie za sobą przewodzący drut. W ten sposób wyzwolone wyładowanie doziemne przebiega już nie własnym kanałem, ale dzięki drutowi zmierza do określonego miejsca na powierzchni Ziemi. Innym sposobem, na razie przynajmniej teoretycznym jest inicjowania wyładowań jest ich wyzwalanie za pomocą wiązki laserowej. Informacje o aktualnym stanie wiedzy o wyładowaniach atmosferycznych pochodzącej z badań piorunów sztucznie wyzwalanych można znaleźć m.in. w [25, 73, 74, 75, 76]

3.7. Zjawiska świetlne towarzyszące chmurom burzowym

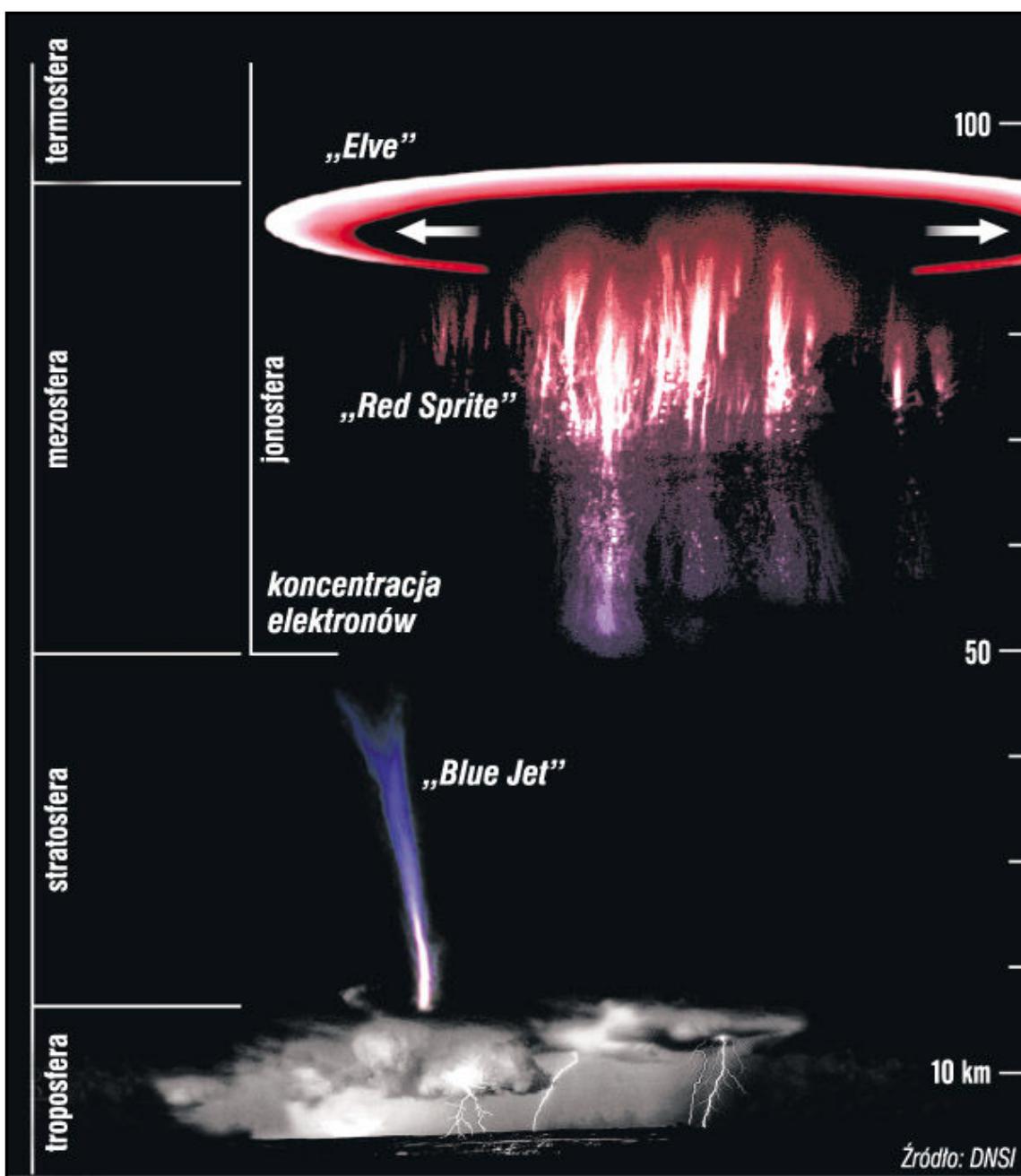
W drugiej połowie lat dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku sądzono, że oprócz wyładowań chmurowych i wyładowań chmura-ziemia występują także tzw. wyładowania chmura-jonosfera (z ang. *cloud-ionosphere discharge*) [77, 78, 79]. Są one najmniej poznany do tej pory rodzajem wyładowań atmosferycznych, będących w ostatnich latach obiektem wnikliwych badań. Na podstawie tych badań stwierdzono, że charakter zjawisk nazywanych pierwotnie wyładowaniami chmura-jonosfera jest inny niż wyładowań chmurowych oraz doziemnych i z tego względu obecnie należy je traktować jako chwilowe zjawiska świetlne (z ang. *Transient Luminous Events*) towarzyszące chmurom burzowym. Zjawiska te zachodzą w obszarze pomiędzy wierzchołkami chmur burzowych, a warstwą jonosfery. Występują ponad chmurami burzowymi nawet do wysokości 90 km w postaci struktur przypominających odwrócony stożek światła, snopów światła lub też rozszerzającymi się do góry pierścieniami. Czasami rozpiętość tego typu zjawisk siega od chmur burzowych aż do poziomu jonosfery. Do 1990 roku były obserwowane tylko przez nielicznych pilotów samolotów, którzy tego typu wyładowania widywali nad chmurami burzowymi. Jednakże nie do końca dawano im wiarę, traktując ich doniesienia na równi z informacjami o pojawienniu się niezidentyfikowanych obiektów latających UFO. Później okazało się, że takie zjawiska występują w rzeczywistości. Naukowcy dużo wcześniej przewidywali, że tego typu zjawiska mogą mieć miejsce, m.in.: C. Wilson, w 1925 czy też W. Hoffman w 1960 roku [3].

Zjawiska tego typu okazały się bardzo trudne do obserwacji naziemnych i okazało się, że do rejestracji ich obrazu potrzebna jest bardzo czuła aparatura. Pierwsze rejestracje zjawisk świetlnych ponad chmurami burzowymi wykonał w 1989 roku R. Franz podczas testowania nowej kamery o wysokiej czułości na światło. W 1990 roku także John R. Winckler ze współpracownikami z *University of Minnesota* zarejestrował takie zjawiska za pomocą specjalnej kamery telewizyjnej [80]. Od tego roku rozpoczął się gwałtowny rozwój badań tego typu zjawisk świetlnych w atmosferze. Przede wszystkim opracowano metody ich obserwacji oraz klasyfikacji. Badania prowadzone z powierzchni Ziemi, samolotów i satelitów pozwoliły na identyfikację tych zjawisk poprzez obserwacje optyczne, a także analizę generowanych przez nie fal elektromagnetycznych w niskich częstotliwościach.

Obecnie wyróżniamy trzy rodzaje chwilowych zjawisk optycznych (świetlnych) towarzyszących wyładowaniom chmura – jonosfera (rys. 18), są to:

- „Czerwone krasnoludki” (z ang. *red sprites*), występują w postaci czerwonego błysku o czasie trwania do kilku do kilkudziesięciu milisekund, najjaśniejszą świecą na wysokościach

od 40 do 90 km. Pierwszy raz zaobserwowano je w 1990 roku. Często połączone ze słabo świecącym, niebieskawym kosmykiem rozciągającym się od wysokości 50 km do około 20 km [81]. Wykazują różnorodność form, a ich rozciągłość pionowa osiąga dziesiątki kilometrów. Ze względu na małą intensywność błysku najlepiej obserwować je nocą. Najczęściej towarzyszą silnym, doziemnym wyładowaniom dodatnim, jak dotąd bardzo rzadko obserwowało je w towarzystwie ujemnych wyładowań doziemnych. Czasami występują z dużym opóźnieniem w stosunku do wyładowań doziemnych, a zdarza się je obserwować bez towarzyszących wyładowań doziemnych. angielskojęzyczna nazwa



Rys. 18 Zjawiska świetlne towarzyszące chmurom burzowym. [83]

„sprite” jest akronimem od zwrotu, w wolnym tłumaczeniu, oznaczającego: stratosferyczno / mezosferyczne perturbacje wynikające z intensywnej elektryzacji burz (z ang. *Stratospheric/Mesospheric Perturbations Resulting from Intense Thunderstorm Electrification*) [82].

- „Elfy” (z ang. *elves*), występują na wysokościach około 90 km, a więc w dolnej jonasferze. Towarzyszą różnym typom wyładowań i występują w postaci kręgów światła rozszerzających się promieniście w dolnej jonasferze od punktu ponad danym wyładowaniem. Prawdopodobnie powstają dzięki polom radiacyjnym pochodzący od doziemnych wyładowań zwrotnych, które przyspieszają elektrony w dolnej jonasferze. Elfy zazwyczaj towarzyszą silnym dodatnim i ujemnym wyładowaniom doziemnym. Czas trwania błysku jest mniejszy od 1 ms. Podobnie jak angielski termin „sprite” tak i nazwa „elvey” jest akronimem angielskojęzycznego zwrotu oznaczającego: emisję światła i zakłóceń, w bardzo niskich częstotliwościach pochodzących ze źródeł impulsów elektromagnetycznych (z ang. *Emissions of Light and VLF perturbations from EMP events*) [82]
- „Błękitne fontanny” inaczej nazywane „błękitnymi stożkami” (z ang. *blue jets*), rozchodzą się w górę z wierzchołków chmur, z prędkością około 100 km/s, zazwyczaj na wysokość 40-50 km, w formie niebieskich struktur przypominających odwrócony stożek. Pierwszy raz zaobserwowano je w 1994 roku. Rozwarcie kąta wierzchołkowego tego stożka osiąga około 15°, a średnica podstawy takiego stożka zazwyczaj kilka kilometrów. Czas trwania nie przekracza kilkaset milisekund. [3]

Te trzy zjawiska reprezentują mechanizm przekazywania energii z chmur burzowych do dolnej jonasfery. Stosunkowo najlepiej zbadano do tej pory elfy, m.in. mechanizm ich powstawania. Powstają one na skutek przyspieszenia elektronów w polu elektromagnetycznym generowanym przez wysokoenergetyczne wyładowanie doziemne. W przypadku błękitnych fontann wysunięto kilka teorii fizyki ich powstawania i przebiegu. Jak dotąd żadna z nich nie została potwierdzona w stopniu pozwalającym wykluczyć pozostałe. W przypadku krasnoludków model ich powstawania uwzględnia generowanie niezbędnych pól przez dwa czynniki. Po pierwsze przez ładunek znoszony do ziemi przez dodatnie wyładowania doziemne z wierzchołków chmur burzowych, po drugie przez ładunek przenoszony przez horyzontalne wyładowania chmurowe.

Więcej informacji na temat tego typu zjawisk można znaleźć m.in. w [84, 85, 86, 87, 88] oraz na stronach internetowych takich jak m.in.:

- <http://elf.gi.alaska.edu/> - strona internetowa Instytutu Geofizyki Uniwersytetu Alaski (USA)
- <http://home.student.utwente.nl/s.brinkers/sanneke/workshop.html> - strona internetowa Wydziału Fizyki Uniwersytetu w Twente (Holandia)
- <http://umbra.nascom.nasa.gov/spd/sprites.html> - strona amerykańskiej agencji kosmicznej NASA

Obecnie badania tych zjawisk są prowadzone w wielu ośrodkach przy użyciu różnych technik badawczych m.in.: pomiarów widma w niskich częstotliwościach ELF, pomiarów spektrograficznych i innych. Poza tym są ciągle opracowywane nowe teorie dotyczące ich powstawania i przebiegu, które są potwierdzane lub wykluczane przez kolejne obserwacyjne.

Na końcu tego podrozdziału chciałbym podkreślić, że przytoczone tutaj polskie nazewnictwo dotyczące wyładowań jonosferycznych jest jedynie swobodnym przekładem autora z języka angielskiego i na razie nie są oficjalnie przyjęte w języku polskim.

3.8. Inne typy wyładowań.

Oprócz opisanych wcześniej wyładowań liniowych, w przyrodzie są obserwowane także inne rodzaje wyładowań atmosferycznych takie jak np.: pioruny perełkowe, pioruny kuliste, wyładowania koronowe i inne [4]. Niniejsza publikacja jest poświęcona sposobom detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Jednakże pisząc „wyładowań atmosferycznych” mamy tu na myśli głównie pioruny liniowe. Inne typy wyładowań atmosferycznych niż wyładowania liniowe mają podobne charakterystyki i parametry fizyczne, dlatego powinny także zostać wykryte i zlokalizowane przy użyciu opisywanych tu technik. Ze względu na brak charakterystyk wzorcowych (np.: przebiegów prądowo-czasowych) w przypadku innych typów wyładowań, utrudnione byłoby rozróżnianie poszczególnych typów wyładowań. Jednakże są to zjawiska bardzo rzadko występujące, a ich natura jest nadal tajemnicza. Badania naukowe są utrudnione ze względu na ich sporadyczne występowanie oraz ze względu na fakt, że jeszcze rzadziej są obserwowane przez doświadczonych badaczy piorunów. Nie mniej w tym podrozdziale chciałbym w skrócie omówić ich najważniejsze rodzaje.

Pioruny perełkowe to w odróżnieniu od wyładowania liniowego, którego jasno świecący kanał ukazuje się w postaci rozgałęzionego drzewka wyładowania, których kanał wyładowania jest złożony z naprzemiennie położonych jasnych i ciemnych fragmentów. Dzięki temu jego obraz przypomina przerywaną linię. Inna nazwa pioruna perełkowego to piorun paciorekowy w nawiązaniu do jego obrazu przypominającego paciorekowy naszyjnik.

Wyładowania perełkowe są dobrze udokumentowanym zjawiskiem optycznym, przypominającym wyglądem doziemne wyładowanie liniowe z przesłoniętymi fragmentami kanału wyładowania. Doniesienia o tego typu wyładowaniach oraz ich występowaniu są bardzo rzadkie. Pierwsze udokumentowane obserwacje pioruna perełkowego pochodzące z 1916 roku, zostały dokonane przez niemieckiego fizyka M. Toeplera. Pierwsze dobrze udokumentowane obserwacje piorunów perełkowych zostały wykonane pod koniec lat 50-tych XX wieku. Na ich podstawie stwierdzono, że świecące fragmenty obserwowanych wyładowań perełkowych mają zazwyczaj długość kilkudziesięciu metrów. Jak dotychczas nie przedstawiono teorii, znajdującej potwierdzenie w obserwacjach i doświadczeniach, wyjaśniającej naturę tego zjawiska. Poniżej zostaną wymienione niepotwierdzone dotychczas teorie na temat powstawania pioruna perełkowego, według nich [3]:

- Wyładowania perełkowe mogą być złudzeniem optycznym, powstałyм podczas obserwacji oddalonego kanału wyładowania doziemnego przesłoniętego przez dużą liczbę rozproszonych małych chmur.
- Piorun perełkowy może powstawać, ponieważ obserwator widzi tylko części całkowitego kanału wyładowania pozornie oddzielone od siebie, w rzeczywistości ciemniejsze fragmenty to części kanału, które są skierowane w kierunku obserwatora lub w kierunku od obserwatora. W takim przypadku oko ludzkie może złudnie sądzić, że fragmenty skierowane w kierunku do lub od obserwatora są krótsze, a przez to ciemniejsze. Jednak w takim przypadku kanał wyładowany musi być okresowo zwrócony do lub od punktu obserwacji.
- Piorun perełkowy może powstawać w wyniku magnetycznego efektu „zwężania” kanału wyładowania. Wtedy prąd przepływający przez kanał powoduje miejscowe zwężenie kanału na skutek wewnętrznej niestabilności magnetycznej. Silna emisja światła z oddzielonych fragmentów kanału powstaje na skutek przepływu przez te fragmenty prądu wysokiej gęstości. Przykładowo, jeśli przez kanał o średnicy ok. 1 cm przepływa prąd o wartości ok. 80 kA, to generuje on wewnętrzne ciśnienie magnetyczne rzędu 10 atmosfer na powierzchni kanału. Jeśli to ciśnienie jest większe od kinetycznego ciśnienia kanału, wtedy będzie on się zwężał. Jednak żeby otrzymać szereg takich zwężonych elementów w jakiś sposób kanał wyładowania musi być formowany okresowo w funkcji wysokości.
- Piorun perełkowy jest szeregiem sferycznych łuków formowanych na zewnątrz zanikłego kanału wyładowania, który został znowu zasilony ładunkami. Każdy taki kulisty łuk jest formowany poprzez ograniczenie przenikania prądu wyładowania chmura-ziemia, które

generuje niewielką ilość światła w obszarze o stosunkowo dużej temperaturze i wysokiej przewodności.

- Piorun perełkowy może być spowodowany długim czasem trwania świecących fragmentów kanału wyładowania doziemnego o wyjątkowo dużych średnicach. Kanały o większych średnicach potrzebują więcej czasu na schłodzenie niż kanały o małych przekrojach. Szacuje się, że czas schładzania jest proporcjonalny do kwadratu promienia. Jeśli promień kanału wyładowania jest w jakiś sposób okresowo modulowany w funkcji wysokości, wtedy przy wygasaniu kanału, niektóre fragmenty, te o większych średnicach, będą gasły dłużej. W wyniku tego otrzymamy efekt pioruna perełkowego.

Niestety sprawa staje się bardziej skomplikowana, kiedy weźmiemy pod uwagę o wiele dłuższy czas trwania pioruna perełkowego w porównaniu do zwyczajnego wyładowania doziemnego. Tak, więc zjawisko to ciągle czeka na pełne wyjaśnienie.

Pioruny kuliste to rzadkie zjawisko w postaci jaskrawo świecącego wyładowania w kształcie kuli lub gruszy. Należą do najbardziej zagadkowych zjawisk przyrodniczych. Pierwsze obserwacje można znaleźć już w starożytnych dziełach m.in.: Arystotelesa, Seneki [89]. Przez lata aż do tej pory zgromadzono wiele obserwacji dotyczących piorunów kulistych. Jedne z naukowego punktu widzenia bezwartościowe, inne wartościowe, zawierające użyteczne informacje. Dopiero w 1838 r. znany fizyk francuski Franciszek Arago napisał pierwszą pracę naukową na temat piorunów kulistych, podając w niej ponad 20 udokumentowanych opisów tego zjawiska [90]. W ten sposób rozpoczął okres naukowych badań dotyczących piorunów kulistych. Wydaje się, że dzięki tak dużej liczbie obserwacji już dawno naukowcy powinni odkryć ich naturę, określić parametry i procesy fizyczne im towarzyszące. Jednak po wnikliwszej analizie okazuje się, że sprawa nie jest taka prosta. Poniżej zostaną wypunktowane cechy piorunów kulistych na podstawie obserwacji świadków [91, 92, 93]:

- ✓ Kształt – najczęściej kulisty o nieregularnych brzegach, ale spotykanie też pioruny kuliste w kształcie dysków, ovalów, pretów, kropli i gruszek.
- ✓ Rozmiar – najczęściej kilkudziesięciocentymetrowe (ok. 35 cm), ale notowano pioruny kuliste o rozmiarach od malutkich kul wielkości kilku centymetrów do ogromnych kul o kilkumetrowej średnicy.
- ✓ Kolor – najczęściej czerwonawe, ale notowano też żółte, różowe, białe, granatowe, pomarańczowe, zielone, fioletowe i wielobarwne.
- ✓ Czas istnienia – najczęściej do kilku sekund (ok. 5 s.), ale notowano także takie o długości trwania nawet ponad kilka minut.

- ✓ Sposób zaniknięcia – najczęściej wybuchają lub też gasną z sykiem.
- ✓ Prędkość przemieszczania – zazwyczaj około 2 m/s, ale występują też takie o innych lub też zmiennych prędkościach przesuwania. Czasami pioruny kuliste występują w postaci stacjonarnej i w ogóle się nie przemieszczają.
- ✓ Miejsce obserwacji – na otwartym powietrzu, w zamkniętych pomieszczeniach, samolotach, statkach itp.

Ilość obserwacji nie przechodzi w spójność opisów. Niewykluczone, jak przypuszczają niektórzy, że istnieje wiele rodzajów piorunów kulistych, co tłumaczyłoby tak różne opisy. Podobnie ma się rzecz z ilością teorii dotyczących piorunów kulistych. Teorii jest chyba tyle ilu naukowców zajmujących się badaniem piorunów kulistych. Są to teorie związane m.in. z: maserami, wysokimi energiami, plazmą itp. Jak do tej pory nie udało się potwierdzić jakiekolwiek doświadczalnie. A oto kilka bardziej znanych hipotez [3]:

- A. Piorun kulisty powstaje w wyniku reakcji jądrowej rozszczepienia jąder ksenonu z powietrza pod wpływem liniowych wyładowań elektrycznych.
- B. Piorun kulisty powstaje wskutek zachodzącej reakcji chemicznej utleniania azotu, silnie egzotermicznej i samopodtrzymującej się z chwilą zapoczątkowania.
- C. Pioruny kuliste są wywoływanie przez zderzenia cząstek materii i antymaterii, których anihilacja w powietrzu jest spowolniona przez wytwarzaną podczas tego procesu „ochronną” warstwę zjonizowanego gazu.
- D. Pioruny kuliste to plazma o bardzo wysokiej gęstości, o własnościach kwantowo-mechanicznych ciała w stanie stałym.

I wiele innych. Ostatnio popularna jest teoria mówiąca, że piorun kulisty to zjawisko chemiluminescentne, lub też chmura cząstek metalu lub związków organicznych, odparowana uderzeniem zwykłego pioruna. Jednakże idealna, nie odkryta do tej pory teoria musi zawierać wyjaśnienie wielu aspektów i faktów m.in. takich, jak [3, 91]:

- 1) Obserwacje podają różne cechy piorunów kulistych i cechy te pozostają niezmienne przez cały czas trwania zjawiska.
- 2) Występują zarówno na wolnym powietrzu jak i w zamkniętych pomieszczeniach.
- 3) Występują zazwyczaj w obecności burz i wyładowań doziemnych, ale notowane także pioruny kuliste, podczas gdy w pobliżu nie było żadnej burzy.
- 4) Ruch pioruna kulistego jest niezgodny z konwekcyjnym zachowaniem gorącego gazu.
- 5) Mogą zanikać cicho lub też poprzez głośne wybuchi.
- 6) Bardzo często piorun kulisty nie powoduje zniszczeń.
- 7) Piorun kulisty może przenikać przez szkło lub metale poprzez bardzo małe otwory.

8) Piorun kulisty czasami wytwarza nieprzyjemny zapach oraz syk, brzęczenie.

Jak widać droga do odkrycia spójnej teorii jest długa i kręta, tym bardziej należy skłaniać się ku tezie, że piorunem kulistym często tłumaczymy różne nieznane nam zjawiska, które często nie mają wiele wspólnego z wyładowaniami atmosferycznymi. Poza tym wielokrotnie zdarzenia przypisywane piorunem kulistym znajdują prostsze wyjaśnienie.

Ognie św. Elma, czyli tzw. wyładowania koronowe, nazywane są też wyładowaniami snopiącymi lub cichymi. Są to słabe i ciche wyładowania elektryczne w postaci snopiących wiązek na końcach wystających ponad otoczenie przedmiotów, takich jak np.: gałęzie drzew, maszty, ale też na względnie płaskich obszarach jak np.: łąki [4]. Występują także na ostrych krawędziach samolotów i innych obiektów powietrznych, oraz na masztach statków wodnych. Wyładowania koronowe występują też w chmurach burzowych, wychodząc z powierzchni kropel wody lub kryształków lodu. Wyładowania tego typu były obserwowane już w czasach starożytnych, a do naszych czasów przetrwało wiele opisów obserwacji i badań. W ostatnich latach został wyjaśniony mechanizm generowania wyładowań tego typu. Przetrwało wiele nazw tych wyładowań m.in. ognie św. Elma, wyładowania snopiące, wyładowania ciche, ognie św. Bartłomieja, ognie Kastora i Polluksa. Mechanizm powstawania atmosferycznych wyładowań koronowych został odkryty dzięki badaniom własności wyładowań koronowych z metalowych, ostrych przedmiotów. Później okazało się, że jest on taki sam jak w przypadku wyładowań koronowych powstających w atmosferze na wierzchołkach drzew, masztów, czy też na kropelkach wody. Proces wyładowania jest inicjowany w małej objętości powietrza w otoczeniu ostro zakończonych końcówek lub krawędzi, gdzie pole elektryczne jest wystarczająco silne (osiąga wartość około 100 kV/m [6]), żeby możliwa była jonizacja zderzeniowa molekuł powietrza. Zderzenia z elektronami są możliwe, ponieważ elektrony podczas ich swobodnej wędrówki, są przyspieszane w polu elektrycznym i dzięki temu ich energia kinetyczna jest większa niż potencjał jonizacji molekuł powietrza. Uwolnione w ten sposób zjonizowane elektrony są również przyspieszane w tym samym polu elektrycznym i dzięki temu ponownie jonizują kolejne molekuły gazu. Następuje efekt lawinowy w wyniku, którego tworzona jest lawina elektronów. Jest to fundamentalne zjawisko dla wyładowań koronowych, bez względu na to gdzie występują. W każdej takiej reakcji lawinowej niezbędny jest elektron startowy, rozpoczynający proces jonizacji powietrza. Takie elektrony mogą być dostarczone dzięki jonizacyjnemu działaniu promieniowania kosmicznego lub też w wyniku rozpadów promieniotwórczych.

Dodatkowa, uzupełniająca podane tu informacje literatura na temat: piorunów perelkowych, piorunów kulistych oraz ogní św. Elma: [3, 94, 95].

3.9. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a innymi parametrami meteorologicznymi.

Aktywność piorunowa chmur burzowych jest wynikiem bardzo złożonego i zależnego od wielu czynników procesu fizycznego. Procesy powstawania chmur burzowych, ich elektryzacja, separacja ładunków, inicjacja wyładowania atmosferycznego oraz sam proces przebiegu wyładowania atmosferycznego są obiektem ciągłych badań, a jednak ciągle pozostają nie do końca wyjaśnione. W wyniku tych badań stwierdzono, że proces elektryzacji chmury burzowej i inicjacja wyładowania atmosferycznego są wzajemnie się uzupełniającymi kluczowymi procesami powodującymi generowanie aktywności piorunowej.

Procesy elektryzacji, a właściwie mechanizmy separacji ładunków elektrycznych, są blisko związane z mikrofizyką i dynamiką chmur burzowych, m.in. z opadem wewnątrz chmury. Aktualnie w procesie elektryzacji uwzględnia się dwa podstawowe procesy tj. [96]:

- „indukcyjne” – są to mechanizmy, które wymagają obecności silnego pola elektrycznego
- „nie-indukcyjne” – są to procesy, które powodują separację ładunku niezależnie od obecności silnego pola elektrycznego

Obydwa procesy występują podczas zderzeń różnego rodzaju hydrometeorów takich jak np.: krople wody, kryształki lodu, krupy itp., a więc niezbędny do ich zaistnienia jest opad wewnątrz chmury. Mechanizm nie-indukcyjny jest uważany obecnie za najbardziej wydajny proces elektryzacji występujący, kiedy w danym obszarze chmury zderzają się kryształki lodu. Ilość i polaryzacja ładunku elektrycznego separowanego podczas zderzeń jest zależna od koncentracji kropel przechłodzonej wody i otaczających je temperatur. Inicjacja wyładowania atmosferycznego, w danym obszarze wewnątrz chmury następuje, kiedy spełnione są pożądanego warunki elektryczne, czyli odpowiednio silne pole elektryczne i obecność w danym obszarze dużej ilości „ciekłych” hydrometeorów lokalnie zwiększających wartość pola.

Traktując powyższe dwa mechanizmy jako źródło elektryzacji chmury burzowej i inicjacji wyładowań atmosferycznych oraz regulator aktywności piorunowej, zależnymi od mikrofizyki i dynamiki chmur, możemy oczekiwac silnych zależności pomiędzy aktywnością elektryczną i podstawowymi parametrami meteorologicznymi związanymi z systemami chmurowymi.

3.9.1. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a opadem dla systemów konwekcyjnych.

W 1965 roku, dzięki podstawowym pomiarom L. Battan zauważył związek pomiędzy ilością opadu i aktywnością doziemnych wyładowań atmosferycznych [97]. Porównał obserwacje piorunów dokonane poprzez zliczanie ich przez obserwatora oraz ilości opadów z sieci deszczomierzy i obliczył ilość opadu przypadającego na wyładowanie doziemne. W wyniku zbadania 52 burz obliczył średnią wielkość ilości opadu na jedno wyładowanie ok. $30 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ przy wartościach od 3 do $300 \cdot 10^3 \text{ m}^3$. Rezultaty otrzymane nawet w wyniku tak prymitywnego sposobu pomiaru nie są sprzeczne z wynikami obecnych badań. W późniejszym czasie, dzięki unowocześnieniu metod detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, wyniki Battan'a zostały z grubsza potwierdzone w większości przypadków. Wyniki badań innych autorów, m.in.: G. Kinzer'a, E. Williams'a, L. Maier'a i innych, ze względu na prowadzenie obserwacji w różnych miejscach kuli ziemskiej i różnych warunkach nie mogą być ściśle zbieżne [96]. Trzeba pamiętać, że charakter burz w różnych obszarach jest inny i burza w strefie umiarkowanej daje opad mniejszy niż burza w strefie równikowej. Ponadto badania wskazują na to, że wraz ze wzrostem liczby wyładowań doziemnych generowanych przez burzę ilość opadu maleje. Otrzymane przez różnych badaczy wyniki średniej wartości wielkości opadu na wyładowanie doziemne wahają się od $2 \cdot 10^7 \text{ kg}$ (badania Kinzera prowadzone w Oklahomie, USA [98]) do $50 \cdot 10^7 \text{ kg}$ (badania Holle'a w środkowej części USA [99]). Jednakże Williams i inni w badaniach prowadzonych w Darwin (Australia) przy szacowaniu tej wartości na podstawie danych graficznych otrzymały wartość aż $800 \cdot 10^7 \text{ kg}$ [100]. Aby wyjaśnić duży rozrzut otrzymanych wartości opadu na wyładowanie doziemne trzeba uwzględnić także czas trwania różnych stadiów ewolucji burzy. Ilość intensywnych opadów zazwyczaj maleje mniej gwałtownie niż aktywność piorunowa, mogą one trwać nawet kilka godzin po głębokiej konwekcji w przypadku intensywnych burz. Innym ważnym czynnikiem wpływającym na zróżnicowanie otrzymanych wyników są warunki klimatologiczne, w których rozwinęła się burza. Jednak ze względu na dużą liczbę warunków środowiska wpływających na konwekcję trudno jest określić stałą zależność pomiędzy wielkością opadu i innymi parametrami. Ponadto niektóre systemy konwekcyjne generują intensywne opady przy bardzo małej ilości wyładowań, zwłaszcza w przypadku burz w obszarach tropikalnych.

Niektórzy badacze próbowali także określić ilość opadu na wyładowanie uwzględniając całkowitą aktywność piorunową. M. Piepgrass i inni otrzymali wartości $0,7$ i $0,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ dla

dwóch przypadków burz. Co więcej zaobserwowali także, że dla danej burzy, maksimum aktywności piorunowej wystąpiło przed ulewnymi opadami na powierzchni Ziemi. Ta bardzo ważna obserwacja wskazuje aktywność piorunową jako, możliwe kryterium do wykorzystania dla krótkoterminowych prognoz intensywnych opadów powodujących powódź.

Ostatnie badania wykazują dobrą korelację pomiędzy ilością opadu oraz aktywnością doziemnych wyładowań dodatnich. Badania tego typu przeprowadzili S. Soula i S. Chauzy, którzy po przeanalizowaniu danych obserwacyjnych dla 40 przypadków komórek burzowych zauważali związek pomiędzy intensywnymi opadami i dodatnimi wyładowaniami doziemnymi. Ograniczeniem wykorzystania ich obserwacji są przypadki burz o małej procentowej zawartości doziemnych wyładowań doziemnych. W przypadku burz o dużej procentowej ilości dodatnich, doziemnych wyładowań atmosferycznych zależność jest liniowa o wysokim współczynnikiu korelacji.

Aby zrozumieć możliwe związki trzeba uwzględnić fakt, że tak wzrost opadu jak i procesy elektryzacji wymagają obecności cząsteczek odpowiednich typów oraz ich odpowiednich ilości. Trzeba pamiętać też o tym, że ze względu na warunki atmosferyczne takie jak temperatura, zawartość wody, koncentracja jąder kondensacji oczekiwana jest obecność niektórych innych mechanizmów separacji ładunku w chmurze. Wtedy różnorodność takich związków będzie w pełni zrozumiała. Ponadto, wyzwalanie wyładowań może wymagać także innych specyficznych warunków jak pole elektryczne o dużym natężeniu.

Informacje na temat związków pomiędzy aktywnością piorunową, a opadem można znaleźć także m.in. w [102, 103, 104, 105, 106]

3.9.2. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a zawartością lodu w chmurze.

Koncentracja kryształków lodu w kowadle chmury burzowej jest traktowana jako znaczący parametr w badaniach klimatologicznych. Właściwie kowadła chmur burzowych są znaczącym źródłem kryształków lodu w górnej atmosferze, cząsteczki te wykazują duży wpływ na bilans promieniowania w atmosferze. Szacuje się, że całkowity strumień kryształków lodu wynoszony do kowadła chmury burzowej ma wartość $4 * 10^7$ kg/s, natomiast całkowita masa kryształków lodu w kowadle wynosi $4 * 10^{11}$ kg. Jednakże, te dane liczbowe nie zostały dotychczas w pełni potwierdzone wynikami pomiarów. [96]

Przypuszcza się, że istnieje ścisły związek pomiędzy całkowitą aktywnością piorunową i zawartością lodu w chmurze. Wstęp do tego typu wniosków stanowiły badania

przeprowadzone przez Blyth'a i innych [107]. Pokazali oni możliwość powiązania globalnej częstotliwości wyładowań atmosferycznych z opadającymi i nie opadającymi cząsteczkami chmury i strumieniami cząsteczek lodu. Porównywali satelitarne detekcje wyładowań atmosferycznych i obserwacje mikrofalowego rozpraszania promieniowania optycznego pochodzącego od wyładowań. Jednak do pełnego znalezienia zależności konieczne są kolejne programy badawcze. Ponadto przypuszcza się, że taki uniwersalny związek powinien być spójny dla burz występujących w różnych:

- obszarach i warunkach terenowych (nad lądem, oceanem itp.)
- klimatach
- porach roku

Kryształki lodu odgrywają ważną, lecz nie do końca poznaną rolę, w elektryzacji chmury burzowej i wyzwalaniu samych wyładowań atmosferycznych. Szczególnie ważna rola wydaje się rola w elektryzacji i procesach separacji ładunku w chmurze burzowej. [96]

Informacje na temat związków pomiędzy aktywnością piorunową, a zawartością lodu w chmurze można znaleźć także m.in. w [108, 109, 110, 111, 112]

3.9.3. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a dynamiką i mikrofizyką systemów konwekcyjnych.

Wyładowania atmosferyczne są związane także z innymi charakterystykami chmury burzowej takimi jak np.: wysokość wierzchołków, szybkość wypiętrzania (konwekcyjnego wzrostu), zawartość hydrometeorów, stadium rozwoju, odbiciowość wiązki radarowej. Liczne badania wykazały, że aktywność piorunowa rozpoczyna się, gdy wierzchołki chmury, wykrywane przez radar osiągną poziom, na którym temperatury osiągają wartość -20° C (ok. 8 km) lub mniejszą. Nie jest to jednak warunek zawsze prawdziwy, ponieważ obserwowano nieliczne przypadki chmur, które osiągnęły wysokości odpowiadające temperaturom -25° C do -40° C , a mimo to nie generowały wyładowań atmosferycznych. Wykazano ponadto, że gdy wierzchołki osiągną poziom o temperaturze -16° C i niższych, istnieje 90 % prawdopodobieństwo, że chmury te wygenerują burzę i wyładowania atmosferyczne. Z drugiej strony chmury o maksymalnej rozpiętości 8-9,5 km, czyli osiągająca poziomy odpowiadające temperaturom -20° C do -30° C , oraz generujące na powierzchni Ziemi pole elektryczne o natężeniu rzędu 10 kV/m nie przekształcały się w burzowe i nie generowały wyładowań. Jednakże, wartość pola na powierzchni Ziemi może być zakłócona przez wyładowania koronowe, które zaburzają wyniki pomiaru i w rezultacie nie możemy otrzymać

właściwej wartość natężenia pola elektrycznego odzwierciedlającego ładunek chmury burzowej. [96]

Hole i Maier przestudiowali dużą liczbę burz na Florydzie, pod kątem prawdopodobieństwa wystąpienia wyładowań atmosferycznych w zależności od wysokości osiągniętych przez wierzchołki chmur. Zgodnie z przewidywaniami pewność wystąpienia wyładowań rośnie wraz z wysokością osiąganą przez wierzchołki chmur, osiągając 100 % pewności przy rozpiętości pionowej chmur do ok. 16 km. Podobna zależność istnieje w przypadku maksymalnej odbiciowości, przy najniższej wartości kąta elewacji i prawdopodobieństwa wystąpienia wyładowań, dla radarowych obserwacji chmury burzowej. Prawdopodobieństwo wystąpienia wyładowań, a więc i burzy, jest tym wyższe im wyższa jest wartość zmierzonej odbiciowości. Zmiany prawdopodobieństwa okazały się podobne w dwóch różnych miejscach obserwacji w USA. Należy jednak pamiętać, że w przypadku powyższych dwu kryteriów, tj.: stopniu wypiętrzenia wierzchołków chmur i odbiciowości przy najniższym kącie elewacji, istotne znaczenie mają czynniki takie jak: lokalny klimat, pora roku itp. [96]

Kolejnym istotnym kryterium jest dynamika wzrostu komórki burzowej, a zwłaszcza jej prędkość wzrostu pionowego. Na podstawie badań stwierdzono, że wyładowania atmosferyczne pojawiają się przy silnym wzroście konwekcyjnym przy temperaturach niższych niż wartość oszacowana pomiędzy -10° C i -20° C. Jednakże, czas pojawienia się pierwszych wyładowań nie pokrywa się z tak silną konwekcją, właściwie elektryzacja wystarczająca do wyzwolenia wyładowania, wydaje się być osiągana podczas lub na końcu wzrostu konwekcyjnego [113]. Wyniki badań określają te wartości na ok. 6-7 m/s dla burz tropikalnych i ok. 7 m/s, w przypadku burz występujących w Japonii [96]. Duże prędkości są potrzebne w obszarze wymieszania faz, gdzie bardziej efektywny jest mechanizm nie-indukcyjny. W przypadku burz występujących nad powierzchniami oceanów, dla których obserwuje się dużo mniej wyładowań, uwalnianie ciepła utajonego podczas formowania chmurowych cząsteczek lodowych może zwiększać prędkość prądów wznoszących w górnych rejonach chmury, podczas gdy w obszarach mieszania faz prądy wznoszące są słabsze. Obserwacje rozwoju chmur burzowych wykazały wzrost liczby wyładowań wraz ze wzrostem prędkości prądów wznoszących do wartość ponad 20 m/s, przy temperaturach rzędu -10° C [96]. Inne obserwacje pokazały zależność ilości wyładowań od energii konwekcji, która jest opisywana wskaźnikami konwekcji, takimi jak CAPE - wskaźnik dostępnej, potencjalnej energii konwekcyjnej (CAPE, z ang. Convective Available Potential Energy). Duże wartości wskaźnika CAPE generalnie odpowiadają dużej ilości generowanych

wyładowań atmosferycznych. Jednak, mały przyrost liczby wyładowań był obserwowany w warunkach wysokiej niestabilności tak, więc muszą tu odgrywać rolę inne czynniki, takie jak np.: dystrybucja pionowa opadu wewnątrz chmury. Ostatnie obserwacje pokazały związek między obecnością krup w chmurze i wystąpieniem wyładowań w tym obszarze. Obserwacje te przeprowadzono z wykorzystaniem radarów polaryzacyjnych, które umożliwiają zidentyfikowanie dominującego w chmurze rodzaju cząsteczek. W wyniku obserwacji stwierdzono, że wystąpienie wyładowania doziemnego jest najbardziej prawdopodobne w obszarach, gdzie występuje mieszanka krup i gradu. Na tej podstawie można stwierdzić, że istnieje silna zależność między liczbą wyładowań oraz dużymi wartościami odbiciowości ponad daną wysokość lub temperaturą.

Jak widać bardzo ważną rolę, tak w przypadku wyładowań atmosferycznych, jak i dynamice oraz mikrofizyce systemów konwekcyjnych odgrywają różne czynniki m.in.: rodzaj hydrometeorów, w szczególności krupy oraz kryształków lodu, prądy wznoszące, stopień wzrostu pionowego oraz poziomego i inne. Są one znaczącymi elementami procesu elektryzacji chmury burzowej oraz wyzwalania wyładowań atmosferycznych, a co za tym idzie elementami łączącymi kompleksowo wyładowania atmosferyczne i parametry chmury.

Informacje na temat związków pomiędzy aktywnością piorunową, a dynamiką i mikrofizyką systemów konwekcyjnych można znaleźć także m.in. w [114, 115, 116, 117, 118].

3.9.4. Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych, a zmianami klimatu.

Aktywność wyładowań atmosferycznych jest związana z głęboką konwekcją, podczas której wytwarzane są hydrometery o dużych rozmiarach. Zderzenia cząsteczek lodowych i separacja ładunków wskutek różnej prędkości cząsteczek, powoduje elektryzację chmury. Duże krople wody sprzyjają inicjacji procesu wyładowania atmosferycznego. Konwekcja jest napędzana głównie przez profile pionowe temperatur oraz pary wodnej przez dostępną potencjalną energią konwekcji (CAPE). Temperatura i para wodna są ściśle związane ze zmianami klimatu. Właściwie, efekt cieplarniany prowadzący do globalnego ocieplenia wraz z towarzyszącym wzrostem temperatur na powierzchni Ziemi ma dwojakie skutki. Po pierwsze indukuje wyższą niestabilność powietrza prowadzącą do powstawania silniejszych prądów wznoszących, w których opadające cząsteczki mogą przez długi czas przebywać, wzrastać oraz nabywać lub oddawać ładunek. Po drugie para wodna, która jest głównym gazem cieplarnianym, może akumulować się w atmosferze dzięki procesowi parowania.

Późniejsze zmiana pary wodnej, czyli fazy gazowej na fazę ciekłą lub stałą, której ulega ta zakumulowana ilość pary wodnej podczas chłodzenia przy wznoszeniu związanym z konwekcją jest związana z silniejszym uwalnianiem ciepła utajonego. To wyzwolenie ciepła utajonego w czasie konwekcji jest konieczne do generowania wyładowań atmosferycznych. Jak widać zmiany klimatu oraz aktywność wyładowań atmosferycznych są w ten sposób ściśle powiązane. [96]

Związki pomiędzy aktywnością wyładowań atmosferycznych i zmianami klimatu były badane przez wielu badaczy m.in.: Williams'a, Orvill'a i Henderson'a [96]. W wyniku tych badań odkryto i zbadano wiele zależności. Jedną z nich jest związek pomiędzy aktywnością piorunową w obszarach tropikalnych, a globalnymi zmianami fal elektromagnetycznych w paśmie ELF generowanymi przez wyładowania atmosferyczne i zmianami czasowymi związanej z nimi amplitudy natężenia pola magnetycznego. Jak się okazało zmiany tej amplitudy są ściśle dopasowane do zmian tropikalnej temperatury powierzchniowej. Zjawisko to nazywane rezonansem Schumann'a jest uważane jako dosyć czuły globalny „termometr” tropikalny, bardzo ważny w przypadku monitorowania globalnego ocieplenia.

Dzięki numerycznym analizom możliwych skutków globalnej zmiany klimatu na globalną aktywność piorunową stwierdzono, że zmiana temperatury o ok. $\pm 1^{\circ}\text{C}$ powinna powodować zmianę aktywności o $\pm 5\text{-}6\%$ [119]. Te zmiany mogłyby być większe nad obszarami lądowymi, a wyładowania doziemne powinny być bardziej czułe na zmiany klimatu niż te chmurowe. Wyniki tych analiz znajdują potwierdzenie w danych, pochodzących z wykonanych w ostatnim czasie pomiarów z systemów satelitarnych. Na podstawie pomiarów satelitarnych stwierdzono, że aktywność piorunowa jest:

- Wyższa nad obszarami lądu (kontynentami) niż oceanów.
- Najwyższa w obszarach tropikalnych.
- Niższa dla wyższych szerokości geograficznych.
- Wyższa w lecie niż w zimie.

Innym ważnym czynnikiem w rozważaniach zmian klimatycznych w kontekście występowania wyładowań atmosferycznych, jest wytwarzanie w procesie wyładowania atmosferycznego tlenków azotu – NO_x . Szacuje się, że wyładowania atmosferyczne produkują do 10 % całkowitej ilości tlenków azotu w troposferze [120]. Co prawda tlenki azotu nie zaburzają bezpośrednio bilansu promieniowania, ale biorą udział w fotochemicznym procesie produkcji ozonu troposferycznego. Ten rodzaj ozonu jest bardzo ważnym ogniwem zmniejszającym siłę efektu cieplarnianego. Ponadto zaobserwowano, że zmiana stosunku

wyładowań chmurowych do doziemnych lub zwiększenie głębokości penetracji konwekcji w cieplejszym klimacie mogą być znaczącym czynnikiem w dystrybucji tlenków azotu w atmosferze, a zatem istotnym czynnikiem równowagi chemicznej w troposferze [119].

Detekcja aktywności wyładowań atmosferycznych umożliwia ocenę klimatologii tej szczególnej aktywności burzowej, w zależności od dostępnych danych na różnych skalach przestrzennych i czasowych. I tak np.: dane z pomiarów satelitarnych dostarczają danych o globalnej aktywności piorunowej i mogą być źródłem danych do rozważania globalnych zmian klimatu. Natomiast pomiary naziemne dostarczają lepszych danych do analizy zmian klimatu dla określonego obszaru – np.: w skali kraju, regionu itp.

Informacje na temat związków pomiędzy aktywnością piorunową, a zmianami klimatu można znaleźć także m.in. w [121, 122, 123, 124]

4. Metody detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.

Wyładowania atmosferyczne są skomplikowanym i złożonym procesem fizyczno – chemicznym. W związku z tym, w trakcie jego powstawania i przebiegu zachodzi wiele różnorakich procesów tak fizycznych jak i chemicznych. Aktualnie naukowcy poznali w znacznej mierze tylko część praw rządzących tym procesem (elektryczny charakter wyładowania), ale wiele z nich jest nadal niewyjaśnionych do końca (procesy elektryzacji chmury burzowej, zjawiska świetlne towarzyszące chmurom burzowym) lub stanowi niemal całkowitą tajemnicę (piorun kulisty). Do naszych czasów stopień poznania zjawiska osiągnął taki poziom, który pozwolił na opracowanie i zweryfikowanie technik detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, przynajmniej dla doziemnych wyładowań atmosferycznych, które niosą największe zagrożenie, jeśli chodzi o straty materialne i życie ludzkie.

Celem detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych jest: wykrycie oraz określenie lokalizacji czasowej i przestrzennej oraz pomiar parametrów opisujących dane wyładowanie m.in. typ wyładowania, polarności (biegunowości), krotności itp. Zazwyczaj określa się trzy składowe: składową czasową, definiującą czas wystąpienia pioruna oraz przynajmniej dwie składowe przestrzenne definiujące położenie wyładowania atmosferycznego na płaszczyźnie. W bardziej zaawansowanych systemach określa się trzy składowe definiujące położenie punktu w przestrzeni, odpowiadającego położeniu źródła promieniowania – pioruna. Ponadto ważnym wskaźnikiem jest dyskryminacja wyładowań, która definiuje, jaki rodzaj wyładowania: chmurowe lub doziemne został wykryty i zlokalizowany. Dodatkowo w wyniku pomiaru i obliczeń pośrednich możemy otrzymać też inne parametry wyładowań atmosferycznych takich jak np.: polaryzacja wyładowania (tj. czy wyładowanie było dodatnie czy ujemne), wielkość prądu w kanale wyładowania, czas narastania i zaniku impulsu prądowego, krotność wyładowania, czyli liczba uderzeń zwrotnych w kanale, energia wyładowania i inne. W wyniku pomiarów i obliczeń otrzymujemy obraz wyładowania określony w dwuwymiarowej lub trójwymiarowej przestrzeni wraz z informacjami o czasie wystąpienia wyładowania oraz parametrach elektrycznych. Osiagnięcie finalnego produktu było możliwe dzięki wielu latom pracy całej rzeszy naukowców, dzięki którym powstały procedury oraz algorytmy wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. W rezultacie określono cechy wyładowań będące bazą wszelkich technik wykrywania i lokalizacji, oraz dokonano pomiarów fundamentalnych

charakterystyk oraz parametrów, będących aktualnie wzorcem dla wykonywanych obecnie rutynowo pomiarów. [1]

Obecnie wykorzystywane techniki detekcji i lokalizacji piorunów bazują głównie na wykrywaniu promieniowania generowanego przez wyładowania w różnych etapach ich przebiegu. Wyładowania atmosferyczne z różnym natężeniem, w zależności od typu i fazy przebiegu, generują promieniowanie elektromagnetyczne i fale akustyczne w różnych formach [125]:

- Promieniowanie elektromagnetyczne w paśmie częstotliwości radiowych,
- Promieniowanie elektromagnetyczne w paśmie częstotliwości widzialnych - promieniowanie „optyczne”, w postaci błyskawicy.
- Fale akustyczne w postaci grzmotu.

Do detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych obecnie najszerzej wykorzystuje się dwa pierwsze „skutki” powstawania piorunów z tym, że promieniowanie o częstotliwościach radiowych jest wykorzystywane głównie w naziemnych systemach wykrywania wyładowań, natomiast promieniowanie optyczne jest wykorzystywane w systemach satelitarnych. Fale akustyczne, ze względu na ograniczony zasięg, były wykorzystywane tylko w przypadku krótkozasięgowych systemów badawczych [3].

Promieniowanie elektromagnetyczne generowane przez wyładowania atmosferyczne ma bardzo szerokie spektrum od bardzo niskich częstotliwości rzędu kilku herców (Hz) aż do bardzo wysokich częstotliwości rzędu gigaherców (GHz) [7]. Ze względu na tak szeroki zakres emitowanych częstotliwości różne techniki pomiarowe wykorzystują do wykrywania różne pasma częstotliwości. Bardziej szczegółowe rozwiniecie tego zagadnienia można znaleźć w Podrozdziale 4.3 Detekcja wyładowań atmosferycznych.

Promieniowanie optyczne jest generowane przez wyładowania atmosferyczne w momencie powstawania w kanale wyładowania bardzo wysokiej temperatury rzędu 24 000 K [126], dla porównania temperatura na powierzchni Słońca wynosi ok. 5800 K [43], czyli ponad cztery razy mniej. Na skutek bardzo wysokiej temperatury zostają pobudzone do świecenia poszczególne atomy gazów będących składnikami atmosfery ziemskiej, czyli: azot, tlen, wodór. Wytworzone promieniowanie rozprzestrzenia się z prędkością światła, po drodze jest rozpraszczone przez gazy, aerozole, i cząsteczki chmur w atmosferze. Najbardziej rozpraszającym czynnikiem, ze względu na ich liczbę, są cząsteczki chmur.

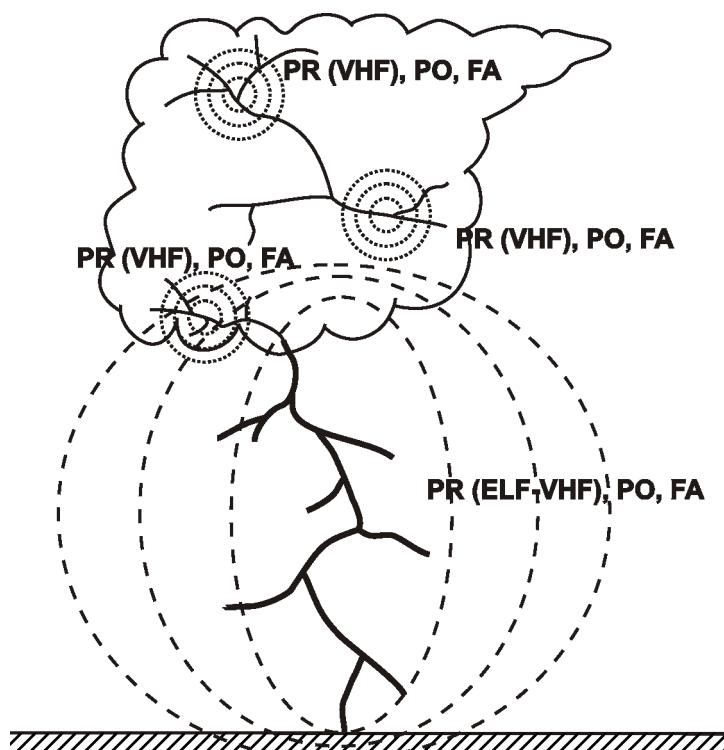
Fale akustyczne są generowane ze względu na nagły wzrost temperatury w kanale wyładowania i jego sąsiedztwie do bardzo dużych wartości. Na skutek gwałtownego wzrostu temperatury powietrza następuje także gwałtowny wzrost jego ciśnienia. Masa powietrza

zaczyna nagle poruszać się z ponaddźwiękową prędkością ze względu na rozprężanie gorącego powietrza w sąsiedztwie kanału wyładowania, w wyniku czego powstaje fala uderzeniowa i charakterystyczny dźwięk grzmotu. Grzmot powstaje także na skutek przekształcania energii pola elektrostatycznego chmury burzowej w energię akustyczną. [3]

W kolejnych częściach tego rozdziału zostaną omówione aspekty związane z detekcją i lokalizacją wyładowań atmosferycznych.

4.1. Parametry fizyczne umożliwiające detekcję i lokalizację wyładowań atmosferycznych.

Wykrywanie i lokalizowanie wyładowań atmosferycznych sprowadza się do naziemnych lub satelitarnych pomiarów wykorzystujących techniki teledetekcyjne, czyli techniki zdalnego pomiaru promieniowania emitowanego lub odbitego przez dany obiekt. Wyróżniamy dwa rodzaje teledetekcji: aktywną i pasywną [127]. Teledetekcja aktywna



Rys. 19. Schematyczna ilustracja rodzajów promieniowania i fal generowanego przez wyładowanie atmosferyczne. PR – promieniowanie radiowe, PO – promieniowanie optyczne, FA – fale akustyczne. (na podstawie [125])

polega na wysyłaniu w kierunku badanego zjawiska wiązki promieniowania i analizę zarejestrowanej wiązki odbitej. Natomiast w teledetekcji pasywnej bada się tylko promieniowanie emitowane przez źródło, które dotarło do punktu pomiarowego. W odróżnieniu od technik radarowych, czy sodarowych, wykrywanie i lokalizacja wyładowań opiera się o pasywne techniki teledetekcyjne. Dokładnie rzecz ujmując polega na wykrywaniu zaburzeń odpowiedniego pola wywołanych jednym z trzech rodzajów promieniowania generowanego w momencie wystąpienia pioruna. Jak

wspomniano w poprzednim podrozdziale wyładowania atmosferyczne generują promieniowanie w różnych formach tj.: promieniowania elektromagnetycznego w paśmie częstotliwości radiowych (PR) i optycznych (PO) oraz fale akustyczne (FA) [125]. Na rys. 19

przedstawiono schematycznie różne rodzaje promieniowania emitowanego przez różne rodzaje wyładowań. W tym rozdziale zajmiemy się bardziej szczegółowo opisem tych dwóch rodzajów promieniowania oraz fal akustycznych generowanych przez pioruny.

Promieniowanie elektromagnetyczne o częstotliwościach radiowych.

Wyładowania atmosferyczne generują promieniowanie tego typu w bardzo szerokim zakresie częstotliwości od kilku herców - Hz aż do kilkuset miliardów herców – GHz (mikrofale). Emisja promieniowania radiowego następuje w formie krótkich impulsów. Do detekcji wyładowań zazwyczaj używa się częstotliwości z przedziału kilka herców – pasmo ELF (ekstremalnie niskie częstotliwości, z ang. *Extreme Low Frequencies*) do kilkuset milionów herców, czyli MHz - pasmo VHF (bardzo wysokie częstotliwości, z ang. *Very High Frequencies*). Trzy najpowszechniej używane obecnie techniki lokalizacji źródeł promieniowania elektromagnetycznego w częstotliwościach radiowych różnią się zasadniczo pasmem wykorzystywanych częstotliwości, ale wszystkie wykorzystują pomiar zmian pola elektromagnetycznego w punkcie obserwacji, które zostało zaburzone promieniowaniem generowanym przez wyładowanie. Zasadnicze znaczenie ma wybór częstotliwości pracy używanej do detekcji sygnałów elektromagnetycznych. Generalnie im częstotliwość jest wyższa tym dłużej emitowanej fali jest krótsza w porównaniu do dłuższej promieniującego kanału wyładowania. Dzięki temu im wyższą częstotliwość wybierzymy tym dokładniej możemy odwzorować cały kanał wyładowania. Jeśli wybierzymy niskie częstotliwości wtedy w zasadzie otrzymujemy dłuższe fale, które w porównaniu do dłuższych kanału są znaczące. W takim wypadku możemy otrzymać tylko jeden punkt odwzorowujący kanał wyładowania. Dla przykładu dla częstotliwości 300 MHz długość fali wynosi 1 m, dla częstotliwości 30 kHz długość fali wynosi 1 km. Z drugiej strony im wyższe częstotliwości tym promieniowanie generowane przez piorun jest słabsze. Skutkiem tego techniki bazujące na niskich częstotliwościach gwarantują dużo większy zasięg wykrywania niż te bazujące na wysokich częstotliwościach. Najsilniejsze promieniowanie towarzyszy wyładowaniom zwrotnym piorunów chmura-ziemia w niskich częstotliwościach, natomiast w wysokich częstotliwościach dominuje promieniowanie innych typów wyładowań, tj. wyładowań chmurowych. Stosowane aktualnie techniki detekcji i lokalizacji wyładowań w paśmie VHF oraz w paśmie LF (niskie częstotliwości, z ang. *Low Frequencies*) zapewniają dokładność lokalizacji w granicach kilkuset metrów. Techniki detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych w oparciu o teledetekcyjne metody wykrywania promieniowania

elektromagnetycznego w paśmie częstotliwości radiowych jest wykorzystywane głównie w pomiarach wykonywanych z powierzchni Ziemi, ale także w pomiarach satelitarnych. [3]

Promieniowanie elektromagnetyczne w paśmie częstotliwości widzialnych.

Promieniowanie o częstotliwościach widzialnych, inaczej nazywane promieniowaniem optycznym, to efekt świetlny towarzyszący wyładowaniu atmosferycznemu znany wszystkim jako błyskawica. Wyładowania atmosferyczne emitują ten rodzaj promieniowania głównie w zakresie częstotliwości 10^{14} - 10^{15} Hz, podczas występowania wysokich temperatur w kanale wyładowania, a więc jest to promieniowanie termiczne emitowane w czasie zazwyczaj kilku milisekund. Zgodnie z prawem Planck'a całkowita intensywność promieniowania termicznego jest proporcjonalna do czwartej potęgi temperatury powierzchni kanału. Prędkość rozchodzenia się promieniowania optycznego jest równa prędkości światła, a więc promieniowanie to porusza się z prędkością około 300 tys. km/s [3]. Wydzielone promieniowanie optyczne jest rozpraszane w atmosferze przez gazy, aerozole i cząsteczki chmur. Najbardziej znaczące straty są spowodowane wielokrotnym rozpraszaniem na cząsteczkach chmur, ale energia tracona w tym procesie spowodowanym absorpcją nie jest duża. Większość energii optycznej jest zachowywana, a detekcja jej części rozchodzącej się w kierunku jonosfery jest podstawą satelitarnych technik wykrywania i lokalizacji wyładowań. Techniki te opierają się na rejestracji zwiększonej, w porównaniu z promieniowaniem optycznym tła, ilości energii optycznej z poszczególnych kwadratów, na które został podzielony obszar obserwacji. Im wielkość tych obszarów jest mniejsza tym pomiar dokładniejszy.

Fale akustyczne.

Wyładowania atmosferyczne generują fale akustyczne w postaci grzmotu. Grzmot towarzyszy wszystkim impulsowym procesom występującym w czasie trwania wyładowań chmurowych oraz doziemnych i można go podzielić na dwie składowe [3]:

- A. Słyszalną – energię akustyczną, którą możemy słyszeć, od około 20 do kilku tysięcy Hz.
- B. Poddźwiękową – energię akustyczną poniżej częstotliwości słyszalnych dla człowieka, głównie promieniowanie o częstotliwości do 20 Hz.

Obie składowe mają różne pochodzenie i tak składowa słyszalna jest generowana głównie wskutek rozszerzania się kanału wyładowania, w którym gwałtownie wzrosła temperatura. Powstaje wtedy fala wstrząsowa, która porusza się początkowo z prędkością ok. 3 km/s, przy czym prędkość ta gwałtownie maleje wraz z rozprzestrzenianiem się fal. Natomiast powstawanie składowej poddźwiękowej jest związane głównie z przekształcaniem w dźwięk

energii zgromadzonej w polu elektrostatycznym chmury burzowej podczas gwałtownego jej odpływu z chmury z powodu wystąpienia wyładowania. Inaczej mówiąc składowa podźwiękowa występuje na skutek upływu ładunku poprzez wyładowanie z dużej części chmury burzowej. Jednakże część energii poszczególnych składowych może być generowana w wyniku procesów przypisywanych głównie przeciwej składowej. Techniki wykorzystujące do detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych analizę promieniowania akustycznego to wyłącznie techniki naziemne. Polegają głównie na rejestraniu dzięki mikrofonom fali akustycznej. Dane z trzech stacji pomiarowych wystarczają do zrekonstruowania całego kanału wyładowania.

Więcej informacji o grzmocie można znaleźć w m.in. [3, 7, 126, 128]

4.2. Propagacja fal elektromagnetycznych i akustycznych w atmosferze.

W poprzednich rozdziałach opisano trzy zjawiska generowane przez wyładowania atmosferyczne, które wykorzystuje się do ich wykrywania. Są to: promieniowanie radiowe, promieniowanie optyczne - błyskawica i fale akustyczne - grzmot. W tym podrozdziale zostaną opisane zagadnienia związane z propagacją tych fal w atmosferze, a więc zagadnienia, które należy brać pod uwagę przy wykrywaniu wyładowań atmosferycznych, w szczególności zjawiska zaburzające ich rozchodzenie się. Ośrodkiem, w którym rozchodzą się fale wytwarzane przez pioruny jest złożony twór, jakim jest atmosfera, dlatego różne efekty tłumienia związane są z jej różnymi warstwami. Dwie główne warstwy, w których następują zaburzenia rozchodzenie się fal to:jonosfera i troposfera.

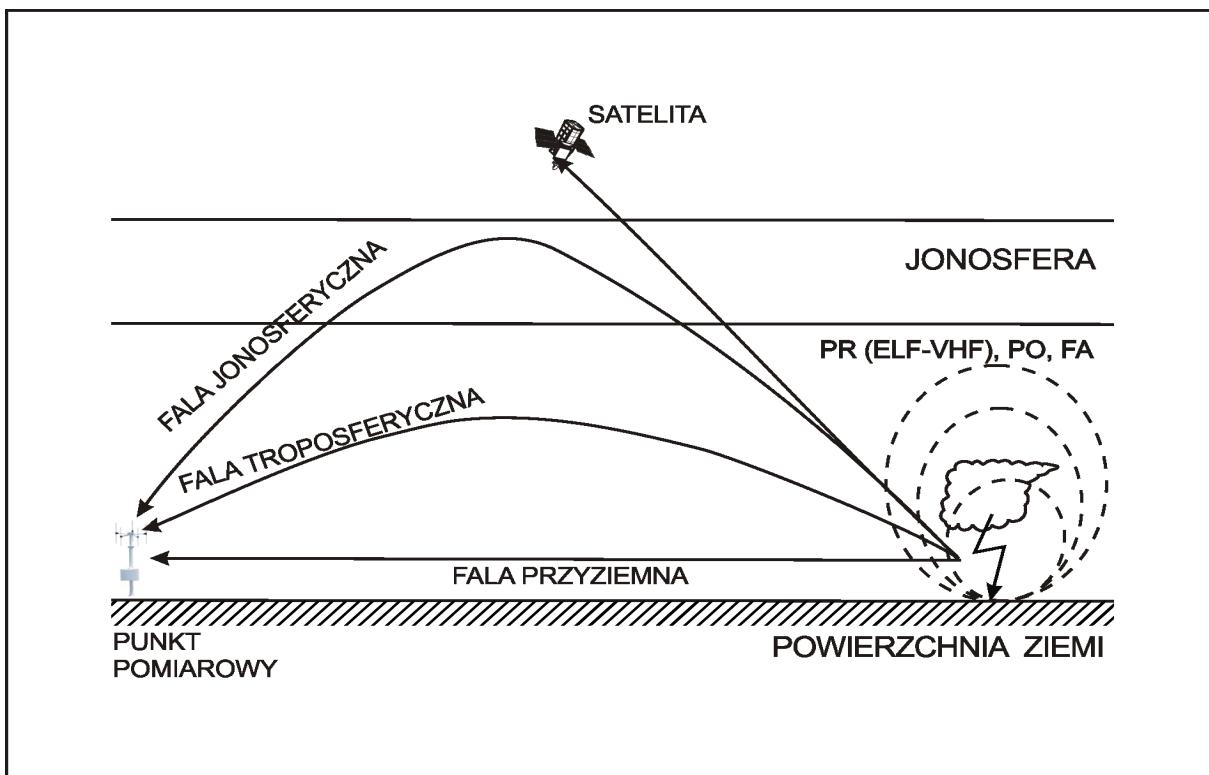
Jeśli chodzi o fale elektromagnetyczne, czyli – promieniowanie radiowe i optyczne, należy uwzględnić następujące efekty [3, 68, 125]:

- **Tłumienie** – zmniejszanie amplitudy fali spowodowane oddalaniem się fali od źródła, amplituda maleje w przybliżeniu proporcjonalnie jak $\sim 1/r$, gdzie r to odległość od źródła.
- **Odbicia od powierzchni Ziemi** – czynnik, który zależy głównie od własności gruntu i wód graniczących z przestrzenią rozchodzenia się fal. W szczególności czynnik ten jest ważny dla obszarów górskich lub silnie zurbanizowanych. Jest to zasadniczy problem, który warunkuje wybór lokalizacji miejsc przeprowadzania obserwacji.
- **Odbicia od jonosfery** – fale elektromagnetyczne oddziałują wzajemnie z górną warstwą atmosfery o wysokim przewodnictwie – jonosferą. Dla fal o częstotliwości mniejszej niż tzw. częstotliwość odcięcia jonosfery (ok. 5 MHz) w wyniku tego oddziaływania następuje odbicie fali od warstwy jonosfery. W rezultacie fale długie rozchodzą się w przewodniku falowym utworzonym przez powierzchnię Ziemi i jonosferę, dzięki czemu

mogą rozchodzić się na dalekie odległości przy małej stracie energii. Fale o wyższej częstotliwości mogą przechodzić przez jonosferę.

- **Dyspersja** – to zależność współczynnika załamania ośrodka np.: szkła, powietrza od długości fali; wskutek tego efektu światło o różnych długościach załamuje się pod różnymi kątami, np.: światło białe rozdziela się na barwy tęczy.
- **Rozpraszanie** – zmiana kierunku i częstotliwości fali, na cząsteczkach gazów tworzących atmosferę. Intensywność rozpraszania zależy od wielkości cząsteczek i długości fali.
- **Refrakcja** – odchylenie się toru rozchodzenia się fali spowodowane krzywizną Ziemi (ugięcie). Wyróżniamy dwa rodzaje refrakcji – normalną i anomальną. Refrakcja anomalna dzieli się na tzw. superrefrakcję i subrefrakcję. Superrefrakcja, czyli refrakcja nadkrytyczna występuje wtedy, gdy promień zakrzywienia toru fali jest mniejszy od promienia Ziemi. Subrefrakcja – gdy odchylony promień zakrzywienia jest większy od promienia Ziemi. Superrefrakcję dzielimy na: radiacyjną, burzową i adwekcyjną.
- **Absorpcja** – proces pochłaniania energii fali przez cząsteczki gazów w powietrzu.

Wyładowania elektryczne w atmosferze wytwarzają trzy rodzaje fal elektromagnetycznych (podział ze względu na sposób rozchodzenia się): troposferyczne, przyziemne i jonosferyczne – rys. 20.



Rys. 20. Schematyczna ilustracja sposobu rozchodzenia się fal generowanych przez wyładowania atmosferyczne.

Fale troposferyczne, głównie w paśmie fal ultrakrótkich i w mikrofalach, rozchodzą się w przybliżeniu prostoliniowo, a ich zasięg jest ograniczony przez horyzont i przeszkody terenowe. Fala przyziemna, w paśmie fal długich i średnich, jest silnie zależna od ukształtowania terenu, ponieważ jej tłumienie zależy od przewodności i stałej dielektrycznej gruntu. Najkorzystniejsze warunki do propagacji tego rodzaju fal istnieją nad obszarami mórz i oceanów, a jej tłumienie wzrasta wraz ze wzrostem jej częstotliwości. Refrakcja fali troposferycznej umożliwia osiągnięcie zasięgów znacznie przekraczających horyzont, a przeszkody terenowe nie stanowią, dzięki refrakcji, utrudnienia w propagacji tego rodzaju fali. Fala jonosferyczna pozwala na uzyskanie bardzo dużego zasięgu propagacji w paśmie fal krótkich. Stan jonosfery zmienia się, dlatego zarówno natężenie składowych pola elektromagnetycznego w miejscu odbioru fal jonosferycznych oraz ich faza są także wielkościami zmiennymi.

Fale akustyczne generowane przez wyładowanie rozchodzą się na duże odległości w atmosferze, gdzie ulegają różnym efektom. Najważniejsze z nich to [3, 125, 126]:

- **Zmiana kształtu fali** związana ze skończoną amplitudą fal dźwiękowych. Rozchodząca się w powietrzu fala akustyczna ma wysoką amplitudę i dlatego podczas jej propagacji jej kształt musi ulegać zmianom.
- **Tłumienie** – następuje głównie dzięki wzajemnemu oddziaływaniu fal akustycznych i molekuł powietrza. Jest uzależnione od zawartości pary wodnej w powietrzu. Tłumienie następuje wskutek rozpraszania fal dźwiękowych na cząsteczkach chmurowych.
- **Refrakcja** – prędkość dźwięku jest proporcjonalna do pierwiastka drugiego stopnia z wartości temperatury ośrodka, w którym rozchodzi się fala. Średnia temperatura w troposferze maleje z wysokością tak, więc zgodnie z prawem Snella'a (załamania) fala akustyczna musi ulegać refrakcji (odchyleniu). Ze względu na zależność od temperatury ten rodzaj refrakcji jest nazywany refrakcją termiczną.

Przy rozpatrywaniu rozchodzenia się grzmotu należy brać pod uwagę także inne czynniki (jak np.: odbicia od gruntu wpływające na rozchodzenie się), ale wspomniane powyżej są najważniejsze. Poza tym inne czynniki jak turbulencja, pofałdowanie terenu, wpływ aerosoli, wiatr, które są zbyt trudne do ujęcia analitycznego. Promieniowanie akustyczne jest najsilniej emitowane przy częstotliwościach rzędu 50 Hz, a efektywny zasięg rozchodzenia się grzmotu osiąga 25 km tak, więc jest emitowane głównie w postaci fali przyziemnej [3].

4.3. Detekcja i dyskryminacja wyładowań atmosferycznych.

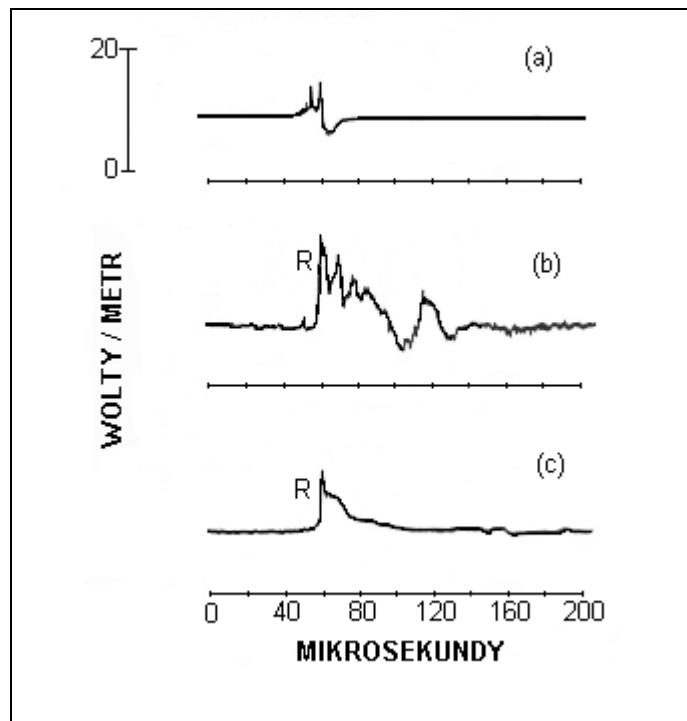
Detekcja, czyli wykrywanie wyładowań atmosferycznych w najbardziej prymitywnej postaci polega na optycznej i słuchowej obserwacji efektów towarzyszących wyładowaniu. Tego typu detekcja jest ciągle praktykowana na stacjach meteorologicznych. Obserwator po usłyszeniu grzmotu lub zobaczeniu błyskawicy odnotowuje ten fakt w dzienniku obserwacji. Na podstawie tego typu obserwacji generuje się mapy izokeuraniczne dni burzowych w roku. Jest to bardzo niedoskonała i nieefektywna metoda wykrywania wyładowań, limitowana: gęstością rozmieszczenia stanowisk obserwacyjnych (stacji meteorologicznych) na danym terenie, ograniczonym zasięgiem rozchodzenia się fali dźwiękowej (do ok. 25 km [3]) i optycznej oraz predyspozycjami poszczególnych obserwatorów.

Kolejnym sposobem wykrywania piorunów były pomiary wykorzystujące tzw. radiotrzaski (z ang. spherics lub atmospherics) - zakłócenia odbioru radiowego spowodowane przez pioruny [129]. W czasie uderzenia pioruna, część energii jest emitowana w postaci fal radiowych o niskich częstotliwościach. Rozchodzą się one krzywoliniowo z uwzględnieniem krzywizny Ziemi, przy bardzo małych stratach mocy i mogą być wykryte nawet w odległości tysięcy kilometrów od źródła. Są słyszalne w dowolnym odbiorniku radiowym nastawionym na odbiór odpowiedniego pasma. Obecnie także kilka systemów wykrywania wyładowań atmosferycznych wykorzystuje wykrywanie radiotrzasków, ze względu na możliwość uzyskania dużego zasięgu i prosty sposób wykrywania.

Bardziej zaawansowane metody, umożliwiające uzyskanie większych zasięgów wykrywania wyładowań, oparte są na punktowym pomiarze natężen odpowiednich pól i analizie tych pomiarów. Dzięki znanym, z wieloletnich pomiarów różnych typów, poszczególnym charakterystykom czasowo - prądowym odpowiadających różnym wyładowaniom i różnym etapom poszczególnych wyładowań, obecnie detekcja sprowadza się do porównywania zmierzonych przebiegów do przebiegów wzorcowych.

W przypadku fal elektromagnetycznych wykrywanie wyładowań polega na analizie wartości natężenia pola elektrycznego lub magnetycznego. Analizuje się zmiany wartości natężenia tego pola w odpowiednich zakresach częstotliwości. Obecnie wykrywa się wyładowania atmosferyczne w bardzo szerokim zakresie częstotliwości, od częstotliwości rzędu kilku Hz (ELF), do częstotliwości rzędu 100 - 200 MHz (VHF). Najłatwiejsze do identyfikacji są poszczególne elementy wyładowań doziemnych, w szczególności uderzenia zwrotne, ponieważ w czasie ich trwania jest emitowane najsilniejsze promieniowanie elektromagnetyczne szczególnie w paśmie LF, silnie zaburzające pole elektromagnetyczne.

Na podstawie zapisów zmian pola elektrycznego możemy rozpoznać poszczególne etapy wyładowania, jak: formowanie kanału wyładowania przez lidera krokowego, pierwsze uderzenie zwrotne oraz kolejne uderzenia zwrotne. Rys. 21 przedstawia zarejestrowane zmiany natężenia pola elektrycznego wywołane przez wyładowanie doziemne powstałe w odległości około 50 kilometrów od punktu pomiarowego [67].



Rys. 21. Zarejestrowane zmiany pola elektrycznego wywołane wyładowaniem doziemnym. [67]
Zmiany wywołane: (a) przez lidera krokowego, (b) pierwsze uderzenie zwrotne, (c) kolejne uderzenie zwrotne, R - uderzenie zwrotne.

Na rysunku widać wyraźne różnice w amplitudzie zmierzonego sygnału oraz różnice w częstotliwości oscylacji. Rys. 21 (a) przedstawia fazę formowania się kanału wyładowania w wyniku działalności lidera krokowego. Rys. 21 (b) przedstawia zmianę amplitudy pola elektrycznego wywołaną pierwszym uderzeniem zwrotnym, a rys. 21 (c) kolejnym uderzeniem zwrotnym. Jak widać dyskryminacja odbywa się tutaj na analizowaniu kształtu rejestrów przebiegów czasowo - prądowych.

Innym sposobem wykrywania wyładowań atmosferycznych jest wykrywanie promieniowania optycznego generowanego przez pioruny, czyli wykrywanie błyskawic. Wyładowania emitują promieniowanie optyczne w momencie wydzielania wielkich temperatur w kanale wyładowania. To promieniowanie optyczne jest rozpraszane w atmosferze, ale jego znaczna część wystarczająca do detekcji, zostaje zachowana i rozchodzi się izotropowo w różnych kierunkach. Może być one wykryte przy wykorzystaniu dwóch

rodzajów czujników: kamer telewizyjnych oraz czujników fotoelektrycznych. W przypadku kamer (lub aparatów fotograficznych) otrzymujemy rejestrację wystąpienia wyładowania w postaci obrazu utrwalonego na kliszy fotograficznej lub taśmie wideo. W przypadku detektorów fotoelektrycznych, dzięki zjawisku fotoelektrycznemu, otrzymujemy rejestracje w postaci przebiegów czasowo - prądowych. Jeśli obserwacje optyczne są prowadzone z satelitów wtedy utrudniona jest ich dyskryminacja, tzn. trudno odróżnić wyładowania doziemne od chmurowych. Jest to spowodowane przesłonięciem wykrywanych wyładowań przez chmury burzowe oraz tłumieniem promieniowania przez cząsteczki chmur. [3]

Ostatnią możliwością wykrywania wyładowań atmosferycznych jest wykrywanie efektu dźwiękowego generowanego przez pioruny, czyli grzmotu. Wykrywanie w tym wypadku sprowadza się do rejestracji fali akustycznej wygenerowanej przez wyładowanie, przy pomocy odpowiednio czułych mikrofonów pojemnościowych lub piezoelektrycznych. Mikrofon przetwarza rejestrowane fale dźwiękowe na impulsy elektryczne, a w wyniku przetwarzania otrzymuje się przebiegi elektryczne pozwalające na wykrycie i identyfikację grzmotu. [3]

Obecnie wszystkie techniki detekcji wyładowań atmosferycznych wykorzystuje procedury wykrywania promieniowania elektromagnetycznego generowanego przez pioruny. Detekcja może się odbywać w różnych pasmach częstotliwości z tym, że wyładowania doziemne najlepiej wykrywać w paśmie niskich częstotliwości, natomiast wyładowania chmurowe w paśmie wysokich częstotliwości. Taki sposób wykrywania wyładowań dominuje w pomiarach naziemnych, ale jest stosowany także w wypadku wykrywania wyładowań atmosferycznych z satelitów. Wykrywanie oparte na detekcji grzmotu ma ograniczone zastosowanie ze względu na efekty tłumienia fali akustycznej, a więc krótki zasięg generowanych fal. Wykrywanie wykorzystujące techniki optyczne dominuje w pomiarach satelitarnych, w pomiarach naziemnych jest ograniczone przez silne rozpraszanie fal optycznych przez przeszkody naziemne.

4.4. Lokalizacja wyładowań atmosferycznych.

Lokalizacja, wykrytych wcześniej wyładowań atmosferycznych polega na ustaleniu przestrzennego położenia źródła promieniowania. Do ulokowania punktu w przestrzeni, w najprostszym podejściu są potrzebne trzy współrzędne – x, y, z, które jednoznacznie definiują jego położenie w układzie kartezjańskim. Współrzędnym x i y w układzie kartezjańskim odpowiadają długość i szerokość geograficzna. Natomiast współrzędną z-tową jest wysokość, na której zlokalizowano źródło promieniowania. W systemach pomiarowych lokalizujących

wyładowania atmosferyczne, wysokość tą wyznacza się z pomiaru kąta elewacji, inaczej zwanego kątem wyniesienia. Kąt elewacji to kąt pomiędzy powierzchnią Ziemi i prostą przechodzącą przez punkty odpowiadające współrzędnym: punktu pomiarowego, z którego wykonano pomiar oraz punktu odpowiadającego lokalizacji źródła promieniowania. Znając kąt wyniesienia i lokalizację wyładowania na płaszczyźnie można wyznaczyć wysokość, na jakiej nastąpiło wyładowanie.

W najbardziej obecnie rozpowszechnionych systemach stosuję się projekcję wyznaczonej lokalizacji na płaszczyznę odpowiadającą powierzchni Ziemi, ze względu na brak możliwości wyznaczenia kąta elewacji. W takim obrazowaniu każdemu wyładowaniu przypisuje się tylko dwie współrzędne odpowiadające długości i szerokości geograficznej. Z tego względu systemy lokalizujące wyładowania na płaszczyźnie są nazywane systemami 2 D (dwuwymiarowe, z ang. *2 Dimensional*). Najnowocześniejsze systemy wykonują lokalizację przestrzenną dzięki możliwości wyznaczenia kąta wyniesienia. Z tego względu są nazywane systemami 3 D (trójwymiarowymi, z ang. *3 Dimensional*).

Lokalizacja wyładowań sprowadza się do rozwiązania zadania z geometrii wykresowej z dwoma lub trzema niewiadomymi. W przypadku dwóch niewiadomych wyznaczenie pozycji punktu sprowadza się do znajomości równań dwóch przecinających się prostych lub wiedzy o długości odcinka i jego położeniu względem prostej odniesienia. W przypadku trzech niewiadomych dodatkową niewiadomą jest wysokość obliczana dzięki znajomości kąta elewacji. Dlatego w rzeczywistości pomiar umożliwiający lokalizację wyładowania opiera się na pomiarze odpowiednich kątów (kąty pomiędzy prostymi przechodzącymi przez miejsce wystąpienia wyładowania, a kierunkiem odniesienia) i odległości (odległość miejsca wystąpienia wyładowania od stacji pomiarowej). Kierunkiem odniesienia jest najczęściej kierunek północy geograficznej. Stosowane są następujące kombinacje:

- pomiar kąta i odległości
- pomiar dwóch kątów
- pomiar: różnice odległości pomiędzy wyładowaniem, a stacjami pomiarowymi lub różnice czasów odbioru fali wysyłanej przez wyładowanie atmosferyczne, w dwóch różnych punktach pomiarowych

Do wyznaczenia pozycji wyładowania niezbędna jest znajomość przynajmniej dwóch mierzonych wielkości (wystarczy pomiar z jednej stacji) np.: kąta i odległości. Jednakże pomiar taki jest obarczony dużymi błędami i małą efektywnością pomiaru. Jest stosowany tylko w przypadku bardzo mało dokładnych, jednostanowiskowych urządzeń pomiarowych wykorzystywanych w gospodarstwach domowych. Najczęściej stosuje się pomiar z

przynajmniej dwu, trzech lub więcej stacji. Z biegiem czasu opracowano techniki pozwalające na wyznaczanie wspomnianych wyżej prostych, kątów oraz odległości stacji pomiarowej od źródła wyładowania. Te opracowane techniki to metody, które można pogrupować w następujące grupy [130, 131, 132]:

- metody znajdowania kierunku – tzw. techniki DF (z ang. direction finding)
- metody czasu przybycia – tzw. techniki TOA (z ang. time of arrival)
- metody mieszane DF & TOA

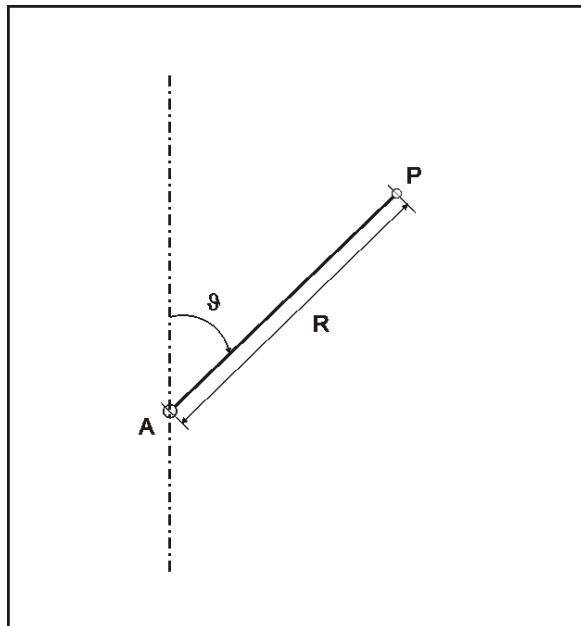
W następnych trzech podrozdziałach zostaną przedstawione założenia dla każdej z tych grup. Ze względu na fakt, że najszerzej stosowane obecnie są techniki lokalizacji na płaszczyźnie, w rozważaniach technik lokalizacyjnych skupimy się na technikach 2 D. Techniki 3 D są rozwinięciem technik 2 D poprzez podanie kąta elewacji, a więc wyznaczenie jeszcze jednej prostej, umożliwiającej umiejscowienie punktu odpowiadającego położeniu źródła promieniowania (wyładowania atmosferycznego) w trójwymiarowej przestrzeni. Więcej o technikach 3D m.in. w [133, 134, 135, 136]

4.4.1. Techniki DF.

Techniki znajdowania kierunku, inaczej zwane radiogoniometrycznymi – DF (z ang. *direction finding*) opierają się na rozwiązańach znanych z radionawigacji. Ustalenie lokalizacji wyładowania odbywa się dzięki właściwościom anten kierunkowych i sprowadza się do pomiarów dwóch kątów (między wyładowaniem a kierunkiem odniesienia) albo kąta i odległości (odległości miejsca wyładowania od stacji pomiarowej). Techniki tego typu są wykorzystywane do lokalizacji wyładowań od lat 20-tych ubiegłego wieku. [3]

Lokalizacja poprzez pomiar kąta i odległości.

Najwygodniejszą, ale najmniej efektywną i najmniej dokładną, techniką wyznaczania położenia wyładowania w lokalizacji wyładowań atmosferycznych jest pomiar kąta, względem kierunku odniesienia, i odległości wyładowania od punktu pomiaru. Ideę tego pomiaru przedstawia rys. 22.



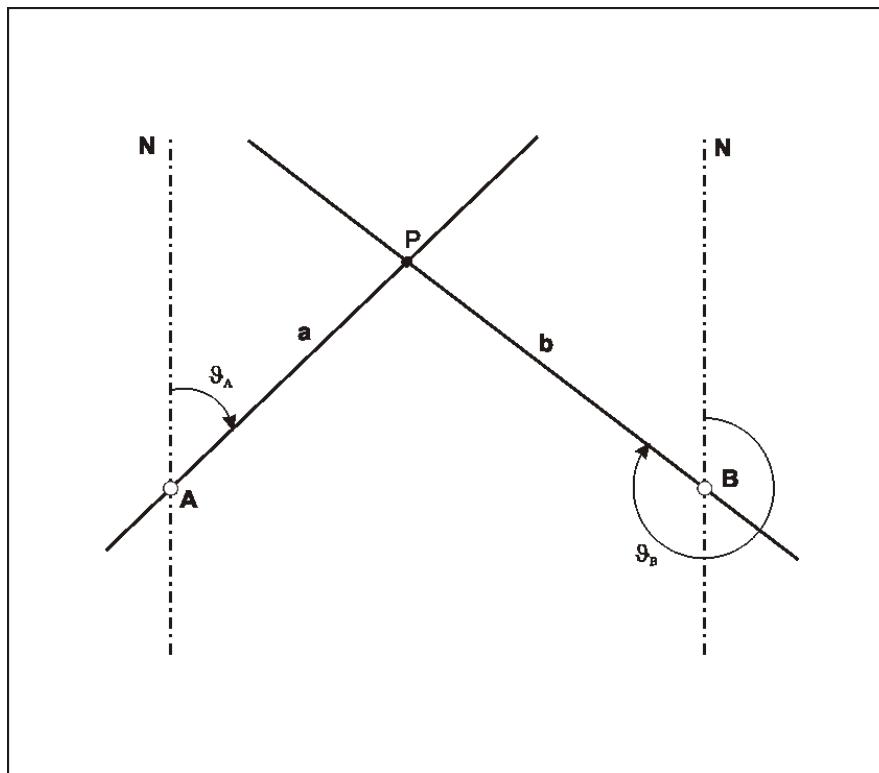
Rys. 22. Pomiar kąta i odległości. A – stacja namiarowa, P – lokalizacja wyładowania. (na podstawie [137])

Jest to zdecydowanie pomiar najwygodniejszy, gdyż pozwala zlokalizować pozycję wyładowania z jednego punktu pomiarowego. Jednakże ze względu na trudności występujące przy wyznaczaniu odległości jest najmniej efektywny i dokładny, silnie zależny od lokalizacji punktu lub punktów pomiarowych. Z punktu widzenia geometrii jest to pomiar w układzie współrzędnych biegunowych, gdzie R to współrzędna radialna lokalizowanego punktu, natomiast kąt ϑ jest jego współrzędną kątową. Mierzone wielkości R i ϑ są obarczone błędami pomiarowymi odpowiednio ΔR i $\Delta\vartheta$. Błędy te określają wielobok błędów, który decyduje o dokładności wyznaczonej lokalizacji. Prosta, na której leży oznaczany odcinek jest wyznaczana poprzez pomiar kąta pomiędzy kierunkiem odniesienia i kierunkiem nadajścia rejestrowanej fali. Natomiast odległość jest wyznaczana na podstawie znajomości tłumienia przebiegów fali prądowej i ich zmian w czasie. Charakterystyki amplitudowo-czasowe wyładowań atmosferycznych oraz wskaźnik kształtu sygnału są dobrze skorelowane z odległością. Porównując kształt i amplitudę prądów zarejestrowanych wyładowań do przebiegów wzorcowych poprzez interpolację oblicza się prawdopodobne odległości wyładowań od czujnika. W ten sposób otrzymamy azymut i odległość od wyładowania (długość odcinka), co pozwoli na jego lokalizację z jednego punktu. Dane z większej liczby stacji pomiarowych zwiększą dokładność wyznaczonej lokalizacji.

Lokalizacja poprzez pomiar dwóch kątów

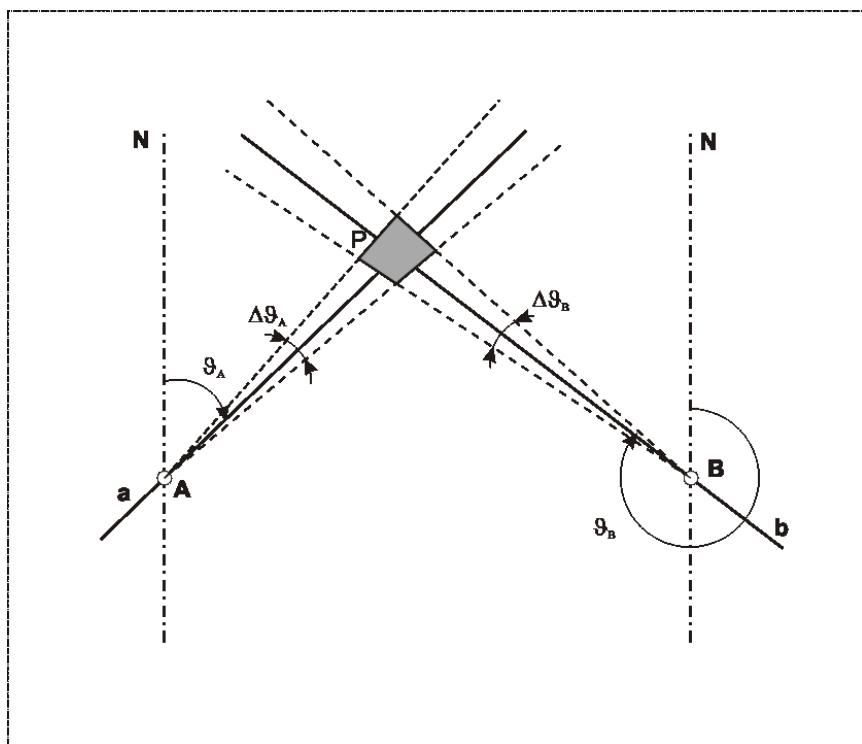
Dużo bardziej efektywna i dokładna jest lokalizacja przez wyznaczenie punktu przecięcia się dwóch prostych. Proste te otrzymujemy mierząc dwa kąty względem kierunku

odniesienia, dzięki czemu możemy jednoznacznie wyznaczyć położenie punktu na płaszczyźnie. Ideę wyznaczenia lokalizacji przy pomiarze dwóch kątów przedstawia rys. 23.



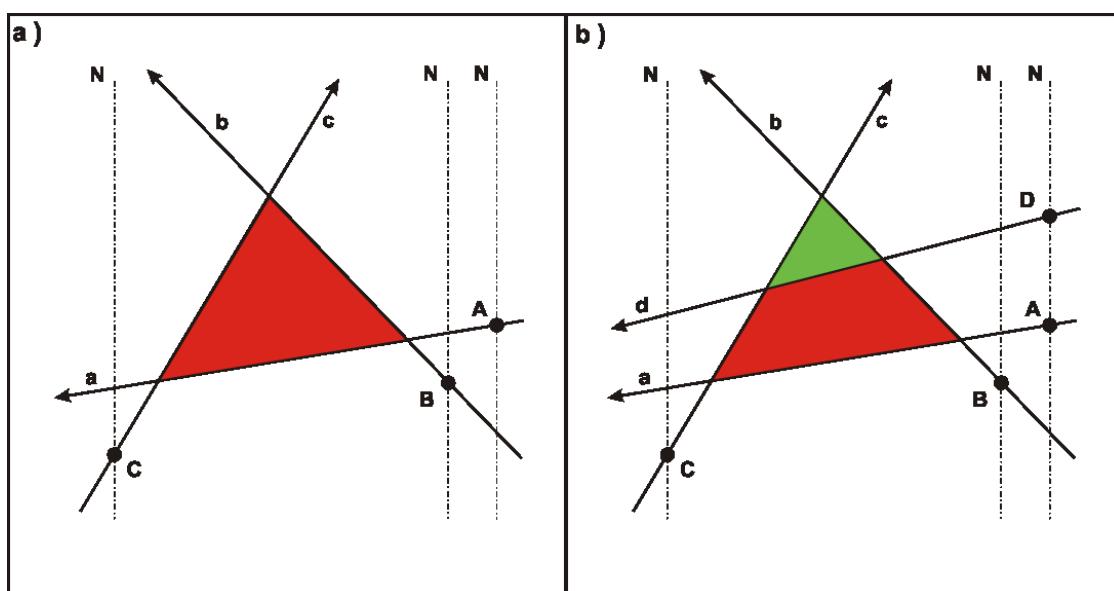
Rys. 23. Pomiar dwóch azymutów - podstawa metody goniometrycznej. (na podstawie [137])
A, B – stacje namiarowe, P – lokalizacja wyładowania.

Zazwyczaj kierunkiem odniesienia jest kierunek północy geograficznej. Pozycję wyładowania atmosferycznego jest przecięcie linii a i b poprowadzonych z punktów A i B, pod zmierzonymi kątami - odpowiednio pod kątem ϑ_A i kątem ϑ_B . Zmierzone wielkości ϑ_A i ϑ_B są wyznaczone z błędami, oznaczonymi odpowiednio $\Delta\vartheta_A$ i $\Delta\vartheta_B$. Wskutek tego powstaje sytuacja jak na rys. 24.



Rys. 24. Błędy namiarów w metodzie goniometrycznej. (na podstawie [137]) A, B – stacje namiarowe, P – wielobok określający wszystkie równo prawdopodobne lokalizacje.

Zlokalizowane wyładowanie atmosferyczne znajduje się w obrębie powstałego wieloboku, dla błędów pomiaru mniejszych od kilku stopni można przyjąć, że jest to równoległobok.



Rys. 25. Trójkąt błędów (a) i redukcja trójkąta błędów (b). (na podstawie [137])

Dodatkowy trzeci pomiar (rys. 25 a), wykonany w celu kontroli dokładności namiarów powoduje, że powstały wielobok błędów zostaje ograniczony do trójkąta. Powstały trójkąt jest nazywany trójkątem błędów. Jeżeli wielkość powierzchni trójkąta błędów jest zbyt duża (rys. 25 b), wtedy wykonuje się dodatkowy namiar z kolejnej stacji namiarowej (D) i

eliminuje pomiar obarczony największym błędem (A). Wielkość powierzchni powstałego trójkąta charakteryzuje dokładność lokalizacji wyładowania atmosferycznego.

Zazwyczaj wyznaczenie punktu przecięcia się prostych na podstawie danych pomiarowych odbywa się analitycznie, poprzez rozwiązywanie odpowiednich równań trygonometrycznych. Danymi do obliczeń są zazwyczaj wartości pomiarów pośrednich przesunięcia fazowego rejestrowanego sygnału w dwóch antenach zainstalowanych w jednym punkcie lub pomiar stosunku wartości sił elektromotorycznych indukowanych w układzie odbiorczym w punkcie pomiarowym. Dane tego typu z wielu punktów pomiarowych, zazwyczaj z minimum dwóch pozwalają wyznaczyć położenie źródła sygnału, czyli lokalizację wyładowania atmosferycznego.

W przypadku techniki magnetycznego znajdowania kierunku zakłada się, że składowa elektryczna fali elektromagnetycznej jest zorientowana pionowo, a magnetyczna poziomo, prostopadle do kierunku rozchodzenia się fali. Proces detekcji wyładowania piorunowego zostaje rozpoczęty, gdy czujnik indukcyjny zmian pola magnetycznego wykryje energię elektromagnetyczną w odpowiednim paśmie częstotliwości. Takim czujnikiem jest antena kierunkowa (ramowa) składająca się z dwu cewek (ramek indukcyjnych). Natężenia sygnału elektrycznego indukowanego w takim czujniku zależy od natężenia pola magnetycznego i kąta między płaszczyzną anteny, a prostą przechodzącą przez miejsce wystąpienia wyładowania. Obliczając stosunek amplitud sygnałów indukowanych w obu cewkach anteny można wyeliminować wielkość niewiadomą - natężenie pola elektrycznego. W ten sposób możemy znaleźć kierunek padania fali elektromagnetycznej emitowanej przez wyładowanie (względem każdej anteny). W przypadku interferometrycznego znajdowania kierunku mierzy się przesunięcie fazowe sygnałów indukowanych w parze anten prętowych (elektrycznych). Znając zmierzone kierunki z dwóch stacji można jednoznacznie, za pomocą triangulacji wyznaczyć położenie miejsca wyładowania. W celu podwyższenia dokładności lokalizacji można lokalizować wyładowania w oparciu o pomiary z trzech lub więcej stacji.

4.4.2. Techniki TOA.

Techniki lokalizacji wyładowań zwane technikami czasu przybycia - TOA (z ang. *time of arrival*) swoje działanie opierają na pomiarze: różnic odległości pomiędzy miejscem wyładowania i dwoma stacjami pomiarowymi lub różnic czasu odbioru fali wysyłanej przez wyładowanie atmosferyczne w dwóch różnych stacjach pomiarowych [130]. Techniki TOA są często nazywane technikami hiperbolicznymi ze względu na metodę wyznaczania

położenia wyładowania wykorzystującą głównie wykreślanie hiperbol i szukanie punktów ich przecięcia. Od lat 70-tych są powszechnie stosowane w różnych typach systemów.

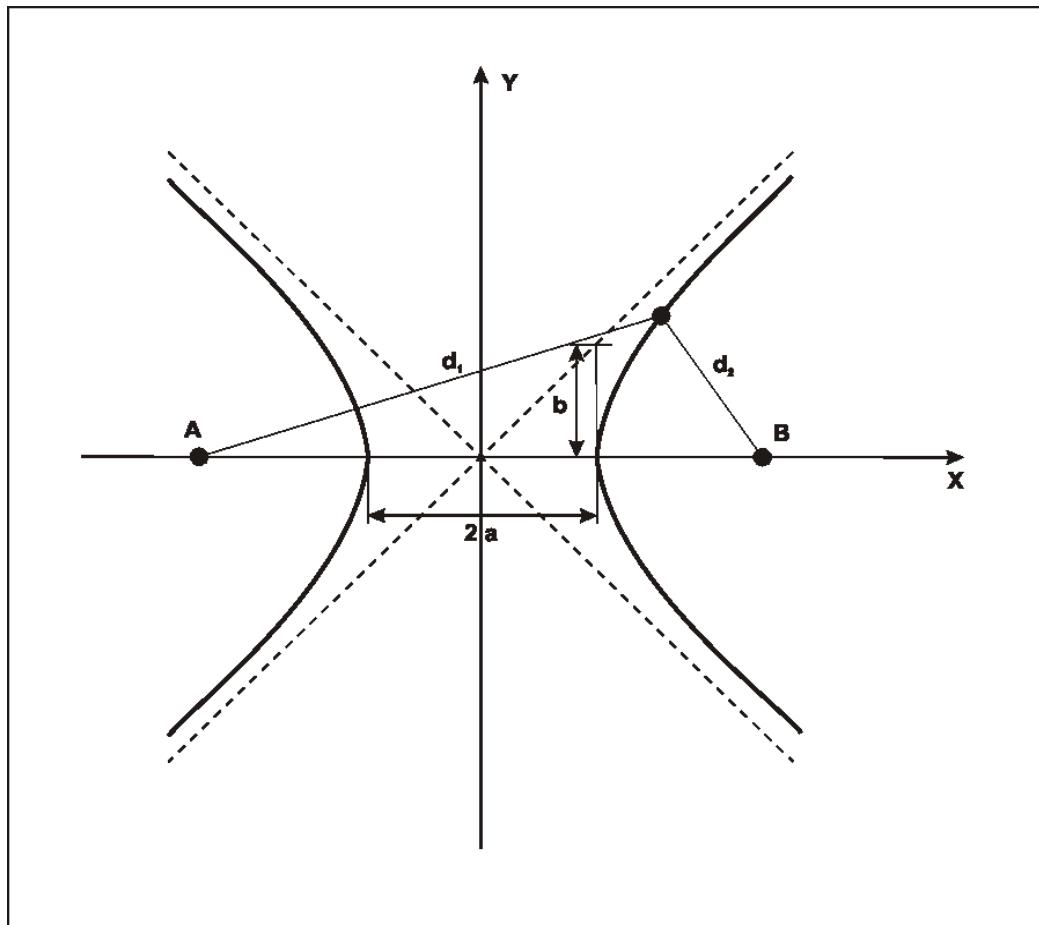
Główną ideę technik TOA przedstawia rys. 26. Punkty o stałej różnicy odległości, czasów odbioru sygnałów od ognisk A i B - lokalizacji stacji pomiarowych, leżą na hiperbolach o równaniu

$$\left(\frac{x}{a}\right)^2 - \left(\frac{y}{b}\right)^2 = 1 \quad (3)$$

Pomiar różnicy czasów odbioru fali wyemitowanej przez wyładowanie atmosferyczne, względem dwóch stacji pomiarowych A i B, będącymi ogniskami, określa hiperbolę pozycyjną

$$d_1 - d_2 = 2a \quad (4)$$

gdzie: $d_1 = c_1(t_1 - t_0)$, $d_2 = c_2(t_2 \pm \Delta t - t_0)$, c_1 - prędkość propagacji fali na odcinku d_1 , c_2 - prędkość propagacji fali na odcinku d_2 , t_0 – czas wystąpienia wyładowania atmosferycznego, t_1 - czas dotarcia fali do stacji A, t_2 - czas dotarcia fali do stacji B, Δt - błąd pomiaru czasu stacji B względem stacji A wynikający z warunków synchronizacji odbiorników.



Rys. 26 Hiperboliczna metoda lokacji. A, B – stacje namiarowe, P – lokalizacja wyładowania. (na podstawie [137])

Jeśli założymy, że $c_1=c_2=c$ wtedy otrzymamy wyrażenie na różnicę czasów odbioru sygnału na stacjach A i B, która określa hiperbolę

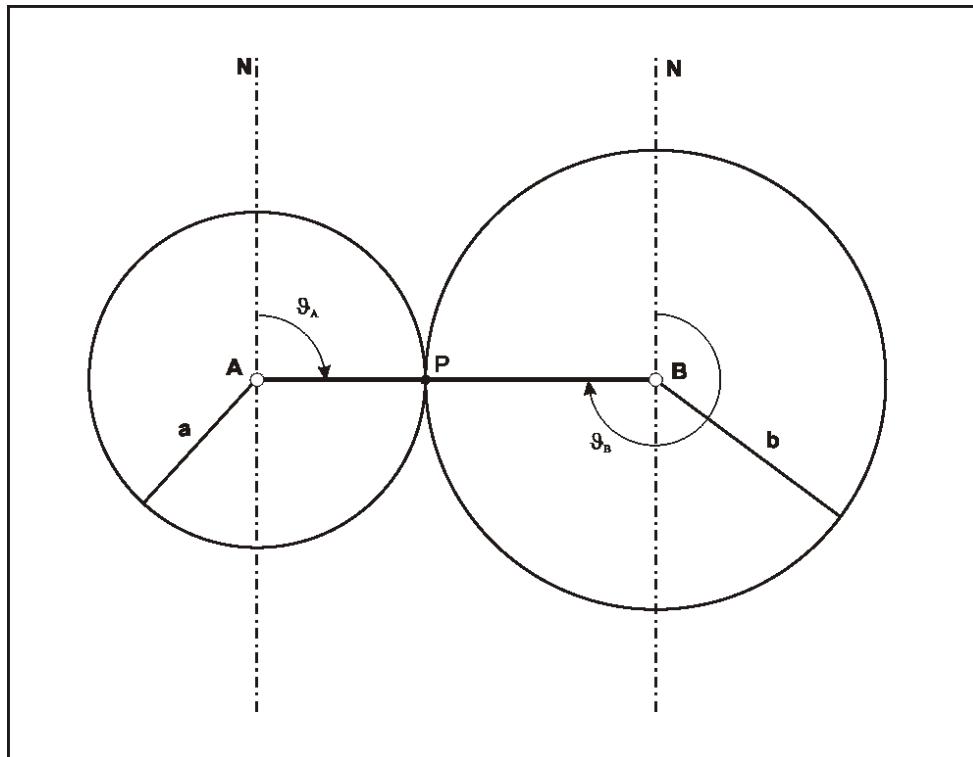
$$2a = d_1 - d_2 = c[(t_1 - t_2) \pm \Delta t] \quad (5)$$

W ten sposób otrzymujemy równanie hiperboli, które nie wystarcza do wyznaczenia położenia wyładowania. Musimy wykonać analogiczny pomiar względem drugiej pary stacji odbioru, żebytrzymać drugą hiperbolę. Przecięcia się tych dwóch hiperboli są szukanymi pozycjami wyładowania. Żeby uniknąć dwuznaczności (podwójnych rozwiązań, przecięcie hiperbol może być więcej niż jedno), przeprowadza się pomiar względem trzeciej pary stacji, co usuwa niejasności i daje nam wielobok błędów.

Technika TOA, do zlokalizowania wyładowania atmosferycznego, wymaga użycia, co najmniej 3 punktów pomiarowych. Stacje detekcji zlokalizowane w punktach pomiarowych wykrywają impulsy elektromagnetyczne emitowane przez wyładowanie piorunowe i bardzo precyzyjnie rejestrują czasadejścia szczytów fal elektromagnetycznych skojarzonych z przyziemnymi odcinkami kanału wyładowania. Bardzo ważna w przypadku systemów TOA jest synchronizacja czasowa poszczególnych stacji. Stacje są synchronizowane z wzorcem czasu bezwzględnego. Tym wzorcem może być sygnał stacji telewizyjnej, sygnał LORAN-C (amerykański system radionawigacyjny dalekiego zasięgu) lub najczęściej obecnie stosowany sygnał globalnego pozycyjnego systemu satelitarnego (GPS) [56]. Zarejestrowane impulsy i czas ich odebrania ze wszystkich stacji są przesyłane do jednego analizatora, którego zadaniem jest obliczenie różnic czasów rejestracji sygnału między poszczególnymi parami stacji. Znając różnicę czasu odebrania sygnału pomiędzy daną parą stacji możemy wyznaczyć hiperbolę, jak opisano w pierwszej części tego podrozdziału. Do jednoznacznego wyznaczenia położenia wyładowania elektrycznego w atmosferze potrzebujemy 4 hiperbol, a więc i 4 par stacji. W obliczeniach punktu przecięcia czterech hiperbol przestrzennych uwzględnia się sferyczny kształt Ziemi.

4.4.3. Techniki mieszane DF & TOA.

W ostatnich kilkudziesięciu latach zaczęto łączyć techniki DF i TOA. Połączenie tych technik miało na celu zintegrowanie obu pomiarów w celu połączenia zalet i osiągnięcia minimalnego błędu w finalnym obliczeniu lokalizacji źródła sygnału. Połączenie różnych algorytmów tych dwu technik daje rezultaty lepsze, niż gdy stosowano algorytmy tylko jednej z nich. [130]



Rys. 27. Idea sposobu lokalizacji wyładowań atmosferycznych przy zastosowaniu połączonych technik DF i TOA. (na podstawie [138]) A, B – stacje namiarowe, P – lokalizacja wyładowania.

Promień każdego z okręgów (rys. 27) wyznacza wszystkie dopuszczalne, wynikające z pomiaru położenia wyładowania atmosferycznego. Okręgi zostały wykreślone na podstawie różnic pomiędzy oszacowanym czasem wystąpienia wyładowania i zmierzonym czasem dotarcia, fali elektromagnetycznej wygenerowanej przez wyładowanie do punktu pomiarowego. W większości przypadków w momencie wyznaczenia tych okręgów powstaną dwa przecięcia, a więc niejednoznaczność, który punkt odpowiada rzeczywistemu miejscu wystąpienia wyładowania. W klasycznej metodzie czasu przybycia dokonuje się wtedy dodatkowego pomiaru usuwającego wątpliwości. W przypadku połączonej techniki DF i TOA pomiar kierunku nadajścia fali elektromagnetycznej względem kierunku odniesienia (azymutu) zastępuje pomiar z dodatkowego punktu namiarowego. W przypadku wykrycia i lokalizacji wyładowania z więcej niż dwu punktów technika DF & TOA umożliwia wyznaczenie lokalizacji z większą dokładnością. Do poprawnej pracy czujników wykorzystujących technikę mieszaną niezbędną jest precyzyjna synchronizacja czasowa. Jest ona zazwyczaj zapewniana dzięki systemowi GPS.

Istotną zaletą mieszanej techniki DF i TOA jest fakt, że dzięki takiemu rozwiązaniu poprzez pomiar czterech wielkości z dwóch punktów pomiarowych, czyli dwóch azymutów i dwóch czasów przybycia otrzymujemy trzy najważniejsze (dla wykrycia i lokalizacji) parametry wyładowania atmosferycznego, czyli:

- Długość geograficzną
- Szerokość geograficzną
- Czas wystąpienia

Mieszana technika lokalizacji DF i TOA jest skuteczniejsza, niż każda z nich stosowana osobno, w szczególności w wypadku, gdy wyładowanie wystąpi na linii łączącej dwa punkty pomiarowe. W takim przypadku technika znajdowania kierunku lub technika czasu przybycia są obarczone największym błędem pomiarowym, ze względu wielokąt błędów o stosunkowo dużej powierzchni.

4.5. Warunki wyboru lokalizacji punktów pomiarowych.

Fundamentalnym zagadnieniem w dziedzinie wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych jest umiejscowienie punktu obserwacyjno-pomiarowego (anten detekcyjnych). Właściwe umiejscowienie wymaga znajomości zagadnień związanych z propagacją fal w atmosferze, w szczególności czynników wpływających na jakość rejestrowanych sygnałów generowanych przez wyładowania atmosferyczne. Jakość doboru lokalizacji punktu obserwacji ma znaczący wpływ na osiągane wyniki – skuteczność wykrywania piorunów oraz dokładność ich lokalizowania.

Najbardziej istotne czynniki istotne przy wyborze lokalizacji punktu pomiarowego to:

- Przesłonięcie horyzontu przez przeszkody – wpływa znacząco na propagację fal elektromagnetycznych (przyziemnych), fal optycznych oraz akustycznych.
- Brak zakłóceń elektromagnetycznych – w przypadku fal elektromagnetycznych ważne jest, aby wybrane pasmo detekcji było wolne od zakłóceń lokalnych generowanych przez sztuczne, nie związane z wyładowaniami atmosferycznymi, źródła promieniowania elektromagnetycznego. Dla obserwacji optycznych oznacza to brak w obszarze obserwacji silnych źródeł promieniowania optycznego, dla obserwacji akustycznych brak silnych źródeł dźwięków.

Im ściślej miejsce obserwacji spełnia powyższe kryteria tym możemy oczekiwać lepszych wyników pomiarów, a zwłaszcza większego zasięgu obserwacji. Co prawda techniki wykrywania wyładowań zakładają eliminowanie tego typu sygnałów zakłócających, ale bardzo często, w przypadku nałożenia się wielu sygnałów z różnych źródeł jest to prawie niemożliwe. Eliminując stałe źródła sygnałów zakłócających pozostaje tylko wyselekcjonowanie sygnałów występujących sporadycznie.

Idealnym miejscem obserwacji wydaje się, więc orbita ziemska i detekcja oraz lokalizacja wyładowań z satelitów. Takie umiejscowienie punktu pomiarowego sprawia, że

pierwszy warunek (jest łatwo spełniony – brak przeszkód) ma znikome znaczenie. Mimo to tłumienie fal w atmosferze sprawia, że do obserwacji pozostaje niewielka część wygenerowanego przez pioruny promieniowania. Z kolei obserwacje na powierzchni Ziemi są silnie zależne od pierwszego warunku. Idealnym miejscem jest wtedy płaski, odkryty teren, najlepiej w niezamieszkałych i nieuprzemysłowionych obszarach. Okazuje się, że znalezienie takiego miejsca w dobie przeludnienia i przy obecnym stopniu rozwoju przemysłu jest dosyć trudne, dlatego w takich wypadkach umieszcza się punkty obserwacyjne w miejscach wyniesionych ponad otoczenie – na dachach wysokich budynków, na wieżach np.: telefonii komórkowej, obserwacyjnych, na szczytach gór itp. Lokalizacja w takich miejscach wymaga wykonania pomiarów referencyjnych, dzięki którym w obserwacjach możemy uwzględnić poprawki wynikające z wyniesienia ponad poziom gruntu punktu pomiarowego. W przypadku, pracującego w IMGW systemu PERUN, dodatkowym kryterium był fakt umiejscowienia wszystkich stacji pomiarowych na istniejących stacjach meteorologicznych IMGW.

Inną bardzo ważną rzeczą w przypadku wyboru i eksploatacji punktu pomiarowego są okresowe kontrole warunków lokalnych. Ze względu na zmiany w otoczeniu miejsce, które wydawało się wcześniej idealne, nagle może się okazać zupełnie nieprzydatne do pomiarów. Oczywiście prościej zauważać zmiany w otoczeniu – nowo wybudowane obiekty, wysokie drzewa itp., trudniej zmiany w zakłóciennach elektromagnetycznych tła. Ze względu na to, każde takie miejsce obserwacji powinno być kontrolowane okresowo pod kątem ewentualnych zmian.

5. Systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.

Lata badań naukowych dotyczących wyładowań atmosferycznych pozwoliły na poznanie części tajemnic związanych z wyładowaniami atmosferycznymi, w tym m.in.: zagadnień związanych ze zjawiskami pozwalającymi na skuteczne i zdalne wykrywane oraz następnie lokalizowanie poszczególnych piorunów. Dzięki temu opracowano, sprawdzone eksperymentalnie, techniki wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, które mogły być wykorzystane na szeroką skalę w różnego typu systemach wykrywania i lokalizacji piorunów. Postęp naukowo-techniczny w tej dziedzinie był wymuszony wysokim zapotrzebowaniem na tego typu systemy zgłaszany przez ludzi zajmujących się m.in.: meteorologią, energetyką, pożarnictwem, lotnictwem itp. Z drugiej strony rozwój różnych innych dziedzin nauki pozwolił na udoskonalenie istniejących technik detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych oraz opracowywanie, co raz nowszych generacji systemów monitorowania aktywności piorunowej.

Obecnie na świecie jest użytkowanych kilkadziesiąt krajowych systemów różniących się: wykorzystywana techniką detekcji i lokalizacji, zasięgiem, parametrami operacyjnymi, liczbą czujników itp. Najprostszy podział tych systemów to podział na systemy jednopunktowe i wielopunktowe [131]. Systemy składające się z jednego punktu pomiarowego, tzw. jednopunktowe umożliwiają wykrycie i zlokalizowanie wyładowania z pojedynczego punktu. W systemach wielopunktowych sieć stacji detekcji składa się, z co najmniej dwu punktów pomiarowych niezbędnych do wyznaczenia lokalizacji wyładowania. Ze względu na ograniczone zastosowanie systemów jednopunktowych (poza satelitarnymi) oraz z powodu bardzo niskich parametrów operacyjnych, w tej publikacji będziemy zajmować się tylko systemami wielopunktowymi. Generalnie systemy tego typu można podzielić na:

- Systemy naziemne, czyli wszystkie systemy, których stacje detekcji są zlokalizowane na powierzchni Ziemi
- Systemy satelitarne, czyli systemy lub czujniki, których stacje detekcji znajdują się na orbitachokołoziemskich.

Innym podziałem jest podział ze względu na rodzaj wykorzystywanej techniki lokalizacji, czyli systemy: goniometryczne (DF, z ang. *direction finding*), systemy hiperboliczne (TOA, z ang. *time of arrival*), systemy zintegrowane DF & TOA (systemy mieszane). Jeszcze innym podziałem jest podział systemów ze względu na rodzaj

wykrywanych fal (elektromagnetycznych lub dźwiękowych). Można wyróżnić trzy rodzaje takich systemów - systemy wykrywające: promieniowanie radiowe, promieniowanie optyczne i fale akustyczne.

Najpowszechniej stosowane są systemy naziemne wykrywające fale promieniowania elektromagnetycznego w paśmie radiowym. W niniejszej publikacji skupimy się na systemach tego typu. Systemy wykrywające z powierzchni Ziemi promieniowanie optyczne i akustyczne nie mają właściwie zastosowań operacyjnych ze względu na niedoskonałość tych metod i dużą liczbę czynników utrudniających propagację fal optycznych i dźwiękowych. Z tego względu systemy optyczne i akustyczne mają zastosowanie tylko w przypadku badań naukowych w ośrodkach badawczych. Ze względu na ograniczony zasięg terytorialny poszczególnych krajowych sieci pomiarowych, obecnie powstały międzynarodowe systemy integrujące systemy z różnych krajów. Dzięki temu uzyskano bardziej zintegrowane, międzynarodowe obserwacje aktywności wyładowań atmosferycznych z dużego obszaru. Dwie największe sieci tego typu powstały w Ameryce Płn. i Europie. Idealną sytuacją byłoby powstanie ogólnoświatowej naziemnej sieci detekcji wyładowań o wysokiej skuteczności detekcji i dużej dokładności lokalizacji, jednak z różnych względów jest to na razie niemożliwe. Najważniejszą przeszkodą stanowi fakt, że wiele krajów nie posiada własnych systemów tego typu oraz to, że wykrywanie i lokalizacja wyładowań nad dominującymi na kuli ziemskiej obszarami mórz i oceanów jest mocno utrudnione. Obecnie globalnych danych piorunowych dostarczają jedynie długozasięgowe systemy detekcji i lokalizacji, ale ich skuteczność detekcji i dokładność lokalizacji jest nadal zbyt niska.

W ostatnim czasie intensywnie są rozwijane systemy oparte na stacjach detekcji zlokalizowanych na satelitach poruszających się na orbitach ziemskich. Ich główną zaletą jest możliwość globalnego śledzenia całkowitej aktywności piorunowej mającej szczególnie ważne miejsce w badaniach klimatycznych. Z drugiej strony wysoki koszt uruchomienia i eksploatacji tego typu systemów ogranicza ich liczbę i w związku z tym także możliwość ciągłej obserwacji. Inną niedogodnością jest fakt, że mogą one wykrywać głównie promieniowanie elektromagnetyczne i optyczne, które przy przejściu przez chmurę burzową i atmosferę jest silnie tłumione, a zatem trudniejsze do wykrywania.

W pierwszej części tego rozdziału zostaną opisane: parametry operacyjne systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, w drugiej systemy naziemne ze szczególnym uwzględnieniem najczęściej stosowanych. W trzeciej części zostaną przedstawione systemy satelitarne, a w czwartej omówione najważniejsze sieci międzynarodowe.

5.1. Parametry operacyjne systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.

Obecnie do detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych wykorzystuje się systemy różnych typów. Mimo dużego zróżnicowania każdy system można opisać podając jego parametry operacyjne, uniwersalne i charakteryzujące dany system. Są to [125]:

- **Pojemność detekcji.** Jest to liczba wyładowań, jaka może być wykryta i zlokalizowana przez system w jednostce czasu. Im pojemność jest wyższa tym więcej wyładowań można wykryć i zlokalizować w jednostce czasu. Uzależniona głównie od generacji i typu czujnika tj. wersji sprzętu oraz oprogramowania. W przypadku czujników uzależniona ścisłe od rodzaju łączności i szybkości transmisji łącza. Starsze generacje czujników przystosowane do łączy o małej przepustowości, mimo rozwoju technik przesyłania danych nie są w stanie wykrywać większej liczby wyładowań.
- **Skuteczność detekcji.** Jest definiowana jako procent liczby wyładowań, który został wykryty przez system (skuteczność detekcji systemu) lub pojedynczą stację (skuteczność detekcji stacji) w stosunku do całkowitej liczby wyładowań. Im wyższa jest skuteczność, tym mniejsza liczba wyładowań może zostać nie wykryta, a zatem pominięta w obserwacjach. Skuteczność detekcji zależy głównie od: techniki detekcji, wielkości amplitudy (siły) odbieranego sygnału, zasięgu działania danego rodzaju czujnika, warunków lokalizacji czujników oraz od pojemności detekcji czujnika. Jeżeli nawet punkt pomiarowy jest bardzo dobrze zlokalizowany (w lepszym środowisku pracy) i amplitudy odbieranych sygnałów są odpowiednio wysokie to w przypadku osiągnięcia maksymalnej pojemności detekcji, ze względu na nasycenie czujnika kolejne wyładowania będą odrzucane.
- **Dokładność lokalizacji.** Jest to dokładność, z jaką zlokalizowano dane wyładowanie. Im jest wyższa tym bardziej wyznaczona lokalizacja jest bliższa rzeczywistej. Dokładność lokalizacji jest zależna od: liczby stacji detekcji biorących udział w wyznaczaniu lokalizacji (minimalizacja trójkąta błędów) oraz rodzaju użytych stacji detekcji.
- **Rozdzielczość czasowa.** Jest to rozdzielczość, z jaką próbkiowane są obserwacje wyładowań. Im jest wyższa tym więcej i dokładniej można zlokalizować poszczególnych etapów wyładowania.
- **Wrażliwość na warunki lokalne.** Jest to stopień podatności systemu, a właściwie czujników wykrywających i lokalizujących wyładowania atmosferyczne na lokalne

zakłócenia i przeszkody. Im jest mniejsza tym czujnik lub system jest bardziej odporny na tego typu zakłócenia i może pracować w nieprzyjaznym środowisku.

5.2. Systemy naziemne

Badania naukowe prowadzone od czasów Franklina umożliwiły poznanie głównych procesów fizycznych zachodzących w czasie powstawania, inicjowania i trwania wyładowania atmosferycznego. Dzięki tym fundamentalnym badaniom rozpoczęto prace nad wykorzystaniem zdobytych informacji w celu ochrony ludzi i dóbr materialnych przed niszczycielskim działaniem piorunów. W tym celu rozpoczęto konstruowanie, budowę i wdrażanie do użytku systemów ostrzegających przed zbliżającym się zagrożeniem. Od lat 40-tych ubiegłego wieku rozpoczęła się era systemów wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Powstawanie i rozwój systemów detekcji był powodowany różnymi czynnikami takimi jak np.: potrzeba osłony meteorologicznej lotnictwa podczas II wojny światowej, lokalizacja pożarów lasów inicjowanych przez pioruny, lokalizacja uszkodzeń linii energetycznych, osłona meteorologiczna ośrodków badań kosmicznych czy też cele czysto meteorologiczne, jak np.: badania klimatyczne. Z początku projektowanie i budowa tego typu systemów była utrudniona ze względu na brak urządzeń pomiarowych, które miałyby odpowiednie parametry pracy, takie jak: wysoka wydajność obliczeń, odpowiednia rozdzielcość czasowa obserwacji itp. Poza tym naukowcy napotykali wiele innych przeszkód (jak np.: synchronizacja czasowa stacji detekcji), które z czasem udawało się pokonać dzięki rozwojowi innych dziedzin nauki i techniki. Wraz z postępem naukowym i technologicznym projektanci zyskali wielu sprzymierzeńców, do najważniejszych należy zaliczyć: tranzystor, układy mikroprocesorowe, komputer, system globalnego pozycjonowania satelitarnego GPS i inne. Dzięki stałemu udoskonalaniu komputerów projektanci stale otrzymują narzędzia pomiarowe o coraz większych możliwościach obliczeniowych i coraz szybszej pracy, owocuje to także rozwojem wspomnianych systemów.

Większość obecnie pracujących systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, a zwłaszcza sieci pomiarowe jest zainstalowanych na powierzchni Ziemi, dlatego w uproszczeniu można nazywać je systemami naziemnymi. Do najważniejszych i najpowszechniej obecnie stosowanych systemów tego typu należą systemy takie jak m.in.: ATD, IMPACT, LPATS, SAFIR i inne. W niniejszym rozdziale zostaną opisane zasady ich pracy, topologia wybranych systemów, miejsca gdzie są obecnie stosowane. Zakres opisu jest różny w przypadku różnych systemów, szerzej zostaną opisane systemy najczęściej obecnie stosowane ze szczególnym uwzględnieniem systemu SAFIR. System detekcji i lokalizacji

wyładowań atmosferycznych typu SAFIR pracuje od 4 lat w IMGW [139]. Obecnie system IMGW nosi nazwę PERUN.

5.2.1. Systemy oparte o stacje detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych ALDF.

Jednymi z pierwszych czujników – stacji detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych - były stacje ALDF (zaawansowany czujnik znajdowania kierunku, z ang. Advanced Lightning Direction Finder) [140]. Służą one do wykrywania i lokalizowania doziemnych wyładowań atmosferycznych, chmurowe są ignorowane. Stacje tego typu były używane w pierwszych systemach lokalizacji i monitorowania wyładowań atmosferycznych LLP (Lightning Location and Protection) [125].

Czujnik ALDF pracuje w paśmie częstotliwości od 1 kHz do 1 MHz. Składa się z następujących elementów [141]:



Rys. 28 Czujnik ALDF. [142]

- 2 pionowych, skrzyżowanych, magnetycznych anten ramowych stosowanych do określenia kierunku, z jakiego nadeszła fala elektromagnetyczna wygenerowana przez wyładowanie atmosferyczne. Anteny są zorientowane w kierunkach wschód – zachód oraz północ – południe.
- Poziomej, elektrycznej anteny płytowej używanej w celu usunięcia dwuznaczności w określaniu kierunku. W nowszych wersjach zamiast jednej stosuje się 3 anteny tego typu.
- W nowszych wersjach antena GPS, służąca jako źródło znacznika czasowego.
- Modułu elektroniki.

Dyskryminacja rejestrów sygnałów polega na porównywaniu zarejestrowanych kształtów fal z charakterystykami wzorcowymi przebiegu pola. W ten sposób eliminowane są wszystkie sygnały pochodzące ze sztucznych źródeł promieniowania elektromagnetycznego.

Skuteczność detekcji stacji ALDF jest silnie uzależniona od wyboru lokalizacji, w szczególności od zniekształceń sygnałów magnetycznych spowodowanych przez metalowe przedmioty w sąsiedztwie lokalizacji stacji. Dlatego też wybór miejsca lokalizacji, w przypadku tego typu czujników musi być dokonany w oparciu o szereg kryteriów. Maksymalny zasięg detekcji wynosi do około 600 km i jest regulowany wielkością wzmacnienia wzmacniacza układu odbiorczego. Przy dużych zasięgach – wysoka wartość wzmacnienia sygnału - maleje dokładność lokalizacji. W przypadku zasięgu rzędu 100 km, skuteczność detekcji wyładowań doziemnych wynosi około 90%. [125]

W wyniku pomiarów z czujnika otrzymujemy następujące wielkości: czas wystąpienia wyładowania, azymut, amplituda sygnału, polarność pierwszego uderzenia zwrotnego, liczba uderzeń zwrotnych w wyładowaniu. Najprostszy system pomiarowy, zbudowany w oparciu o stację ALDF składa się z dwóch stacji detekcji i jednostki centralnej. W takim układzie pomiarowym, gdy w określonym przedziale czasu dwie stacje wykryją wyładowanie atmosferyczne, dzięki triangulacji można wyznaczyć współrzędne geograficzne określające położenie wyładowania. Ze względu na bardzo duże błędy w przypadku wykrycia wyładowania, które wystąpiło w pobliżu prostej przechodzącej przez dwa punkty pomiarowe w celu osiągnięcia dobrych wyników konieczne jest zastosowanie namiarów z dodatkowych stacji detekcji. Dodatkowe stacje pozwalają na minimalizację wieloboku błędów, a więc na dokładniejszą lokalizację wyładowania. Zasada działania stacji ALDF została opisana szczegółowo w [143].

Stacje detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych typu ALDF były i są eksploatowane w wielu krajach świata m.in.: USA, Australii, Brazylii, Hiszpanii i innych.

5.2.2. System ATD

Wyładowania atmosferyczne emitują promieniowanie elektromagnetyczne w szerokim paśmie częstotliwości m.in. w paśmie bardzo niskich częstotliwości (VLF) od 3 do 30 kHz oraz niskich częstotliwości (LF) od 30 do 300 kHz. Fale generowane w przedziale częstotliwości od kilku Hz do kilkuset kHz rozchodzą się na duże odległości (ponad 2000 km) dzięki odbiciom w jonosferze. Potocznie są one nazywane radiotrzaskami, z ang. *spherics* lub *atmospherics*. [3]

System detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych ATD (Różnica Czasu Przybycia, z ang. Arrival Time Difference) to system, który wykrywa i lokalizuje wyładowania atmosferyczne, dzięki obserwacji i rejestrowaniu radiotrzasków. System wykrywa głównie doziemne wyładowania atmosferyczne. Jedyny istniejący system ATD jest

zarządzany przez brytyjski UK Met-Office. Został uruchomiony w 1986 roku jako następca pracującego od 1940 roku systemu CRDF (*Cathode Ray Direction Finding*) [144]. Techniką detekcji stosowaną w przypadku tego systemu jest technika czasu przybycia – TOA. System został zaprojektowany i zbudowany z myślą o wykrywaniu i lokalizacji wyładowań na bardzo dużym obszarze od obszarów północnego Atlantyku do Morza Śródziemnego. W sprzyjających warunkach system wykrywa wyładowania również w Ameryce Południowej, Afryce i wschodniej części Rosji. Głównym jego zadaniem było i jest wspieranie, dzięki dużemu zasięgiowi, osłony meteorologicznej lotnictwa.



Rys. 29. Rozmieszczenie stacji detekcji systemu ATD. (na podstawie [145])

System składa się z 7 stacji detekcji (rys. 29), początkowo rozmieszczonych w ten sposób, że 5 stacji znajdowało się w obrębie Wysp Brytyjskich, a pozostałe dwie na Cyprze i w Gibraltarze [144]. Ze względu na zamknięcie stacji radiosondażowych, na których były umieszczone stacje systemu ATD, niektóre stacje musiały zmienić lokalizacje. Obecnie znajdują się one w Korppoo (Finlandia), Camborne (Anglia), Lerwick (Anglia), Keflavik (Islandia), Norderney (Niemcy) [146]. Bez zmian pozostały lokalizacje stacji w Gibraltarze i na Cyprze. Jednostka centralna systemu jest umieszczona w Bracknel w południowej części Anglii. Obecnie rozwija się rozbudowę systemu o dodatkowe stacje, przy czym minimum 10 stacji przyszłej sieci pomiarowej ma się znajdować w Europie, a kilka dodatkowych na innych kontynentach [145].

System pracuje w paśmie VLF, a dokładniej na częstotliwości 10 kHz. Dzięki wielokrotnym odbiciom od jonosfery fale o takiej częstotliwości bardzo dobrze rozchodzą się na duże odległości. System wykorzystuje technikę czasu przybycia, dlatego też bardzo ważnym zagadnieniem jest synchronizacja czasowa stacji. Każda stacja jest wyposażona w dwa rubidowe oscylatory, których wskazania okresowo, co 10 minut są sprawdzane ze wskazaniami systemu GPS. Pozwala to na szybką reakcję w przypadku niezgodności wskazań. Dzięki temu uzyskuje się rozdzielcość czasową rzędu 0,1 μ s [147]. Tak duża rozdzielcość czasowa jest konieczna ze względu na fakt, że różnice czasowe w rejestracji sygnału na dwóch sąsiednich stacjach są bardzo małe. I tak, np.: gdy dwie stacje wykryją to samo wyładowanie oddalone od nich o około 300 km, to różnica w czasie odbioru fali pochodzącej od tego wyładowania na tych dwóch stacjach wynosi zaledwie do ok. 1 milisekundy [148]. Dane ze stacji są przesyłane do jednostki centralnej, gdzie są analizowane, a różnice czasowe rejestracji służą do wyznaczenia lokalizacji wyładowania. Do zlokalizowania jednego wyładowania potrzebne są dane, z co najmniej czterech stacji. Większa liczba stacji rejestrujących dane wyładowanie redukuje błędy pomiaru i w efekcie otrzymujemy dokładniejszą pozycję wyładowania. Duże znaczenie ma także to, które stacje biorą udział w pomiarze. Dokładność lokalizacji dla wyładowań występujących na obszarze Wielkiej Brytanii wynosi ok. 5 km, Europie – ok. 20 km. Dla dużych odległości od sieci bazowej dokładność znacznie pogarsza się. I tak dla wyładowań wykrytych w odległości ok. 3000 km, dokładność lokalizacji wynosi ok. 40 km, a dla ok. 10000 km już ok. 100 km [148]. Taki spadek dokładności z odlegością jest spowodowany nieciągłościami w jonosferze oraz zmienną przewodnością powierzchniową oceanów i lądów w różnych obszarach, co znacząco wpływa na propagację fal elektromagnetycznych w paśmie VLF.

Dane ze stacji są przesyłane do jednostki centralnej systemu, która kontroluje pracę systemu, oblicza lokalizacje i zestawia dane dla klientów. Jednostka centralna systemu pozwala obecnie na przetwarzanie danych dla ok. 12 000 wyładowań atmosferycznych na godzinę, dlatego stacje detekcji przesyłają dane pochodzące tylko od najsilniejszych wyładowań, pozostałe słabsze wyładowania są pomijane. Podobnie w przypadku wystąpienia intensywnej aktywności w sąsiedztwie danego czujnika, będzie on przetwarzał głównie sygnały z blisko występujących burz, pomijając jako słabsze sygnały z burz odległych. Pojemność detekcji dla pojedynczego sensora wynosi ok. 4000 wyładowań atmosferycznych na godzinę [147].

Zaletą tego systemu jest duży zasięg obejmujący także powierzchnię oceanów, mała liczba stacji detekcji. Wadami są niskie parametry operacyjne (niska skuteczność detekcji i

dokładność lokalizacji) oraz fakt, że system nie wykrywa lub wykrywa bardzo małe ilości wyładowań chmurowych.

5.2.3. Systemy pracujące w paśmie ELF, bazujące na rezonansie Schumann'a

Zjawiska elektryczne w atmosferze zachodzą w globalnym, sferycznym „kondensatorze ziemskim” składającym się z dwóch przewodzących okładek, którymi są: powierzchnia Ziemi i silnie przewodząca górną warstwą atmosfery – jonosfera. Rolę izolatora w tym specyficznym kondensatorze spełnia powietrze. Tego typu układ: powierzchnia Ziemi – jonosfera tworzy rezonator elektromagnetyczny zasilany głównie przez wyładowania atmosferyczne. W takim sferycznym układzie rozchodzą się fale elektromagnetyczne generowane przez wyładowania atmosferyczne towarzyszące burzom. Silne wyładowania atmosferyczne generują fale elektromagnetyczne m.in. w paśmie ELF (ekstremalnie niskie częstotliwości, z ang. *Extreme Low Frequencies*), czyli paśmie poniżej 3 kHz, które są w stanie rozchodzić się na bardzo duże odległości po całym globie. Dzięki dużemu zasięgowi mogą ze sobą interferować i zgodnie z zasadami fizyki tworzyć fale stojące, nazywane rezonansem Schumann'a lub rezonansem wnęki, czyli rezonatora powierzchnia Ziemi – jonosfera. [3]

Pierwszym, który porównał kulę ziemską do rezonatora elektromagnetycznego był niemiecki fizyk W. Schumann. W 1952 roku opublikował rozwiązania równań Maxwella i wzór na częstotliwości własne tego osobliwego rezonatora. Dzięki temu okazało się, że elektryczne szумy atmosferyczne powinny mieć silne maksima dla ścisłe określonych częstotliwości rezonansowych. W 1960 roku pomiary uczonych z Lincoln Laboratory wykazały, że rzeczywiste częstotliwości własne są niższe od tych przewidzianych przez Schumann'a [149]. Na podstawie pomiarów zidentyfikowali oni pierwszych pięć częstotliwości rezonansowych. Obecnie wyznaczono ich 7 i wynoszą one około: 8; 14; 20; 26; 33; 39 i 45 Hz, przy czym wartości te mogą się zmieniać o 0,5 Hz [3]. Jak się okazało Schumann w obliczeniach nie brał pod uwagę dużej stratności ziemskiego rezonatora spowodowaną głównie nieciągłościami w jonosferze. Nieciągłości jonosfery powstają z różnych przyczyn jak np.: ze względu na różną jej wysokość w różnych obszarach, różnym poziomem warstwy odbijającej w ciągu dnia (ok. 50 km) oraz nocy (ok. 90 km) i inne. Nieciągłości atmosfery powodują także to, że częstotliwości rezonansu mogą się zmieniać o 0,5 Hz. Częstotliwością podstawową, o największej intensywności jest częstotliwość 7,8 Hz

natomiast pozostałe są częstotliwościami harmonicznymi. Podstawowe dane pomiarowe dla rezonansu Schumann'a zostały podane w tabeli 2.

Tab. 2 Parametry pomiarowe rezonansu Schumann'a w polu elektrycznym i magnetycznym. [3]

Parametr	Pionowe pole elektryczne	Poziome pole magnetyczne
Częstotliwości rezonansowe f_r [Hz]	7,8; 14; 20; 26; 33; 39; 45	7,8; 14; 20; 26; 33; 39; 45
Dzienna zmienność f_r [Hz]	$\pm 0,5$	$\pm 0,5$
Amplituda	$\sim 100 - 200 [\mu\text{V}^{-1}\text{m}^{-1}\text{Hz}^{-1/2}]$	$\sim 0,5 - 1 [\text{pT Hz}^{-1/2}]$
Dzienna zmienność amplitudy	$\pm 50 - 100 [\mu\text{V}^{-1}\text{m}^{-1}\text{Hz}^{-1/2}]$	$\pm 0,25 - 0,05 [\text{pT Hz}^{-1/2}]$
Czas maksymalnej aktywności [UTC]	20.00-22.00	20.00-22.00
Polaryzacja	Liniowa (pionowa)	Liniowa (pozioma)
Główne czynniki zakłócające	Linie energetyczne, hałas (akustyczny), mgła, deszcz	Linie energetyczne, hałas (akustyczny), zakłócenia powodowane przez materiały magnetyczne w pobliżu (samochody, pociągi)

Pomiar sygnałów w paśmie ELF, pochodzących od piorunów są używane do wykrywania i lokalizowania poprzez triangulację wyładowań atmosferycznych. Kształt rejestrowanego sygnału i amplituda dostarczają informacji o prądzie w kanale wyładowania. Dzięki niezbyt silnemu tłumieniu sygnałów w paśmie ELF mogą one osiągać znaczne odległości i dzięki temu dostarczać informacji o globalnej aktywności piorunowej. Sygnały związane z rezonansem Schumann'a są bardzo słabe, dlatego do ich rejestracji używa się specjalnych anten odbiorczych. Do rejestracji rezonansu Schumann'a stosuje się dwa rodzaje anten: elektryczne i magnetyczne [150]. Anteny elektryczne to zazwyczaj metalowe anteny sferyczne (sferyczne żeby zminimalizować efekty koronowe) podłączone do wzmacniacza o wysokiej impedancji. Montuje się je zazwyczaj na wysokościach od 1 do 10 metrów ponad powierzchnią gruntu, żeby osiągnąć większe wzmacnienie rejestrowanego sygnału. Magnetyczne to zazwyczaj anteny w postaci solenoidu, o bardzo dużej liczbie zwojów (10 000 do 100 000), nawiniętego na rdzeń (zazwyczaj stop metali) o dużej przenikliwości magnetycznej. W przypadku tego typu anten bardzo ważny jest wybór lokalizacji instalacji,

ze względu na pomiar bardzo niskich wielkości i silnego wpływu otoczenia na mierzone wielkości. W przypadku anten elektrycznych nawet ruch powietrza w pobliżu anteny może powodować zakłócenie pomiaru. Pomiar magnetyczny może być zakłócony np.: wiatrem poruszającym zwoje solenoidu.

Generowanie promieniowania przez wyładowania atmosferyczne w paśmie ELF pozwala na monitorowanie zmian aktywności piorunowej na kuli ziemskiej. Williams [151] pokazał, że zmiany intensywności aktywności wyładowań atmosferycznych są proporcjonalne do zmian średniej temperatury globalnej. Dzięki temu obserwacje rezonansu Schumann'a pozwalają pośrednio, poprzez monitorowanie aktywności piorunowej, na monitorowanie temperatury globalnej, bardzo ważnej ze względu na badania klimatyczne. Czasami rezonans Schumann'a jest nazywany burzowym termometrem globalnym lub też „termometrem Thora”.

Ośrodkie rejestrujące i badające rezonans Schumann'a pod kątem aktywności piorunowej to głównie stacje badawcze instytucji takich jak uniwersytety, instytuty fizyczne, geofizyczne itp. Informacje o badaniach rezonansu Schumann'a w różnych ośrodkach można znaleźć m.in. w [152, 153, 154, 155].

5.2.4. System IMPACT

Historia powstania.

Duże straty w gospodarce leśnej w USA, wywołane pożarami spowodowanymi przez uderzenia piorunów, zainicjowały poszukiwania możliwości przewidywania i lokalizacji wykrytych wyładowań doziemnych. W wyniku badań amerykańskich naukowców powstał system zdolny do wykrywania i lokalizacji doziemnych wyładowań atmosferycznych pod nazwą IMPACT (z ang. *Improved Performance from Combined Technology*). [20]

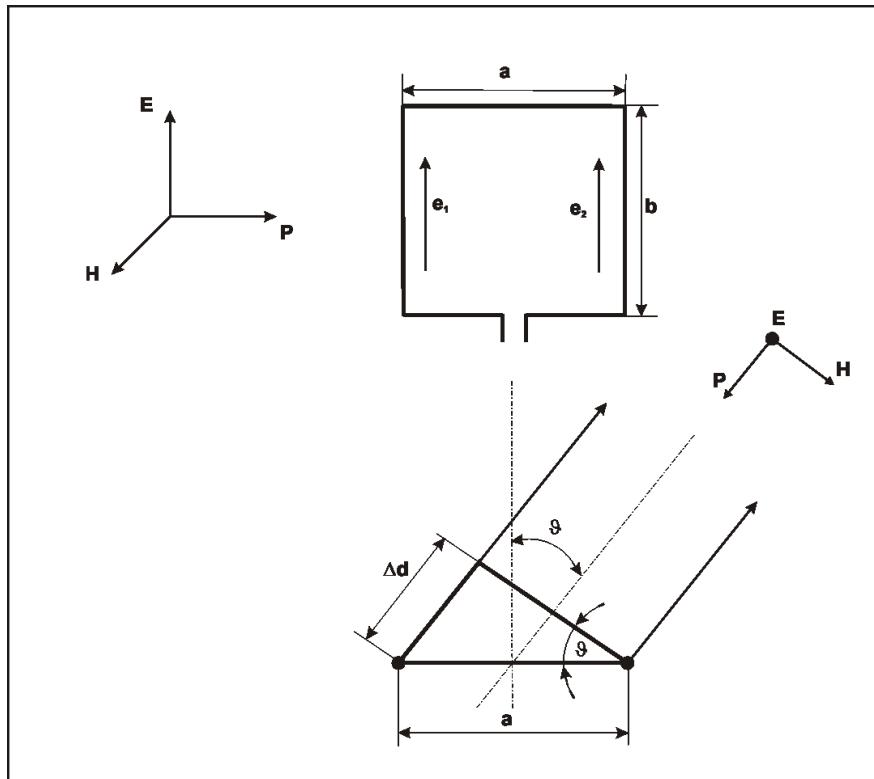
Badania naukowe, które doprowadziły do powstania tego systemu zostały zapoczątkowane w latach 70-tych XX wieku, przez trzech uczonych: E. Krider'a, B. Pifer'a i M. Uman'a na Uniwersytecie Arizony w Tucson. Prowadzili oni badania nad fizyką atmosfery zmierzające do zrozumienia właściwości i natury wyładowań piorunowych. Ich badania koncentrowały się na zastosowaniu technologii magnetycznego znajdowania kierunku MDF (z ang. *Magnetic Direction Finding*) do lokalizacji sygnałów elektromagnetycznych emitowanych przez pioruny. W wyniku ich badań powstały pierwsze sensory potrafiące wykryć i zlokalizować wyładowania doziemne występujące w bliskiej odległości od czujnika. W 1976 roku powstała firma Lightning Location and Protection (LLP), która na licencji Uniwersytetu Arizony zaczęła produkować system nazwany LLP (od

nazwy firmy), potrafiący lokalizować wyładowania doziemne na dużym obszarze z dokładnością od 4 do 6 kilometrów. Powstanie systemu było spowodowane zapotrzebowaniem na system monitorujący wyładowania piorunowe będące przyczyną pożarów dużych obszarów leśnych i uszkodzeń linii energetycznych. Kiedy system zaczął działać odkrywano nowe zastosowania danych z sieci monitorowania wyładowań. Do 1990 roku firma LLP udoskonałała: czujniki, system przetwarzania danych i oprogramowanie do analizy danych z czujników.

Jednocześnie w Palm Bay na Florydzie firma Atmospheric Research System, Inc (ARSI) prowadziła badania nad konkurencyjną metodą detekcji i lokalizacji wyładowań - techniką czasu przybycia (TOA). Technika ta była już dobrze znana i zastosowana w wielu różnych lokalnych systemach. W 1993 roku obie firmy zostały kupione przez japońską korporację Sankosha połączły siły scalając obie techniki w jedną wspólną, łączącą wypróbowaną dokładność metody detekcji kierunku z metodą precyzyjnego pomiaru czasu nadejścia sygnału. W ten sposób powstał system nazwany IMPACT. W 1995 roku obie firmy weszły w skład korporacji nazwanej Global Atmospherics, Inc. (GAI). Na początku obecnego wieku została ona przejęta przez fińską firmę VAISALA. Aktualnie systemy typu IMPACT są zainstalowane w wielu rodzajach służb (meteorologiczne, lotnicze, wojskowe, energetyczne), w różnych krajach świata m.in.: Japonii, Szwecji, Norwegii, Brazylii, Niemczech, Francji, Chinach i innych. [3, 20]

Fizyczne podstawy działania systemu IMPACT.

System IMPACT łącząc dwie techniki: technikę magnetycznego znajdowania kierunku MDF i technikę czasu przybycia TOA, wykrywa i lokalizuje wyładowania atmosferyczne. Do detekcji i lokalizacji wyładowań system wykorzystuje fale elektromagnetyczne emitowane przez wyładowanie o niskich częstotliwościach LF (z ang. *Low Frequency*), poniżej 1 MHz. Korzystanie z tak niskich częstotliwości znacznie ogranicza detekcję i lokalizację wyładowań innego typu niż wyładowania doziemne. Detekcja i lokalizacja wyładowań opiera się, tak jak w przypadku czujników ALDF – protoplasty systemu IMPACT, na zasadzie indukcji siły elektromotorycznej w antenie ramowej pod wpływem działania zewnętrznego pola elektromagnetycznego (rys. 30). Detekcja wyładowania polega na porównaniu wykrytego i zarejestrowanego kształtu fali elektromagnetycznej powstałej w wyniku wystąpienia wyładowania piorunowego do wzorcowych przebiegów amplitudowo - czasowych. Jeżeli kształt fali odpowiada przebiegowi wzorcowemu następuje faza ustalenia kierunku, z jakiego nadeszła wykryta fala. [3, 20]



Rys. 30. Indukcja siły elektromotorycznej w antenie ramowej. [56]

Proces detekcji wyładowań zaczyna się, gdy indukcyjny czujnik zmian pola elektromagnetycznego wykryje wyemitowaną przez wyładowanie piorunowe energię elektromagnetyczną w paśmie częstotliwości 1-350 kHz [56]. Czujnikiem tym jest antena kierunkowa, składająca się z dwóch pionowych, wzajemnie prostopadłych cewek, ustawionych w kierunkach wschód - zachód i północ - południe. Jeżeli cewka o szerokości a i wysokości b zostanie umieszczona w polu odbieranej fali, która rozchodzi się poziomo i jest spolaryzowana pionowo, wtedy w pionowych bokach cewki będzie indukowana siła elektromotoryczna. W przypadku, gdy wysokość ramy b jest mała w porównaniu z długością odbieranej fali, siła elektromotoryczna indukowana w pojedynczym przewodzie cewki jest w fazie z wywołującym ją polem i można ją wyrazić poprzez wzór (6):

$$\vec{e}_1 = b \cdot \vec{E} \cdot e^\varphi \quad (6)$$

gdzie φ - faza pola, \vec{E} - wektor pole elektrycznego (analogicznie dla drugiej cewki).

Na skutek różnicy dróg wynoszącej:

$$\Delta d = a \cdot \sin \theta \quad (7)$$

fazy pola, a więc i fazy sił elektromotorycznych w obu cewkach są przesunięte o kąt (λ - długość fali):

$$\phi = \frac{2\pi a}{\lambda} \sin \theta \quad (8)$$

Wypadkowa siła elektromotoryczna powstająca na zaciskach cewki jest różnicą sił elektromotorycznych indukowanych w obu bokach, którą po wprowadzeniu pewnych uproszczeń można wyrazić zależnością

$$\vec{e}_r = \frac{2\pi ab}{\lambda} \vec{E} \cdot \sin \theta \cdot e^{-\frac{i\pi}{2}} \quad (9)$$

Natężenie sygnału elektrycznego (napięcia) indukowanego w każdej cewce zależy od natężenia pola elektrycznego (a więc od natężenia prądu przepływającego przez kanał wyładowania) oraz od kąta między płaszczyzną cewki i kierunkiem padania fali elektromagnetycznej emitowanej przez wyładowanie. Aby wyeliminować nieznaną wartość natężenia pola elektrycznego, w dalszych obliczeniach używa się stosunku sygnałów indukowanych w obu skrzyżowanych antenach. Dodatkowo zakłada się, że kanał wyładowania, przynajmniej w swym odcinku przyziemnym, jest pionowy. W ten sposób kierunek do kanału wyładowania może być wyznaczony jednoznacznie względem każdej anteny, zgodnie z zależnością

$$\frac{\vec{e}_{r1}}{\vec{e}_{r2}} = \frac{\sin \theta}{\sin(\theta + 90)} = \operatorname{tg} \theta \quad (4.5)$$

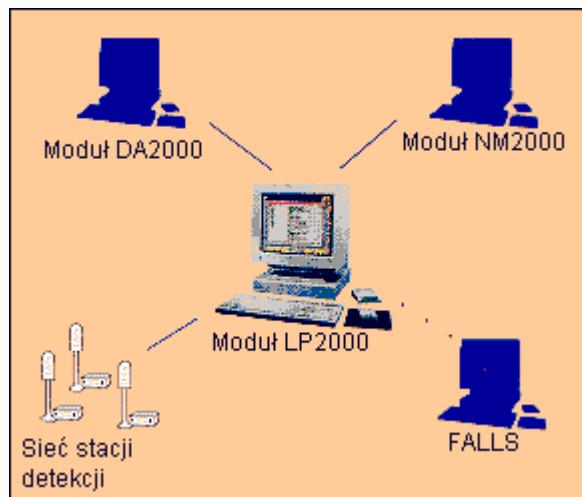
Znając wartości dwóch azymutów zmierzonych przy pomocy dwóch anten rozstawionych na dużą odległość można za pomocą triangulacji wyznaczyć położenie miejsca wyładowania. Pomiar z większej liczby stacji służy do zwiększenia dokładności pomiaru.

Opis systemu.

System IMPACT składa się z: sieci czujników, modułu analizującego dane z sieci czujników, modułów użytkowych i sieci transmisji. Moduł analizujący dane z sieci detekcji - moduł LP2000 (z ang. *Location Processor Module*) - to komputer o dużych możliwościach obliczeniowych. Realizuje on wstępne przetwarzanie danych pomiarowych uzyskanych w sieci czujników oraz archiwizowanie danych. Moduły użytkowe NM2000 (z ang. *Network Management Module*) i DA2000 (z ang. *Distribution and Archive Module*) są komputerami realizującymi przetwarzanie finalne, wizualizację wyznaczonych lokalizacji miejsc wystąpienia wyładowań piorunowych oraz gromadzenie danych z całej sieci pomiarowej. [20]

Do lokalizacji wyładowania piorunowego wystarczą dwa czujniki typu IMPACT (rys. 31). Większa liczba sensorów jest wykorzystywana do poprawy dokładności lokalizacji. Stosuje się dwa podstawowe typy czujników: czujniki typu IMPACT ES (z ang. *Enhanced Sensitivity*) lub IMPACT ESP (z ang. *Enhanced Sensitivity & Performance*). Pierwszy typ jest stosowany do detekcji i lokalizacji tylko wyładowań doziemnych. Czujnik ESP służy do detekcji i lokalizacji wyładowań doziemnych i chmurowych.

Każdy z czujników dostarcza informacji o azymucie i czasie, jaki był potrzebny na propagację sygnału od jego źródła (wyładowania atmosferycznego) do danego czujnika oraz danych o polaryzacji wyładowania. Wszystkie czujniki są synchronizowane za pomocą satelitarnego systemu GPS z dokładnością do ± 300 nanosekund (ES) lub ± 100 nanosekund (ESP). Na podstawie danych (azymut, odległość od wyładowania) z przynajmniej dwóch czujników analizator LP2000, oblicza lokalizację wyładowania. Po obliczeniu lokalizacje wyładowań są wysyłane do modułu DA2000. Zadaniem tego modułu jest dostarczenie danych o lokalizacjach do użytkowników oraz zbieranie danych w archiwum. [20]



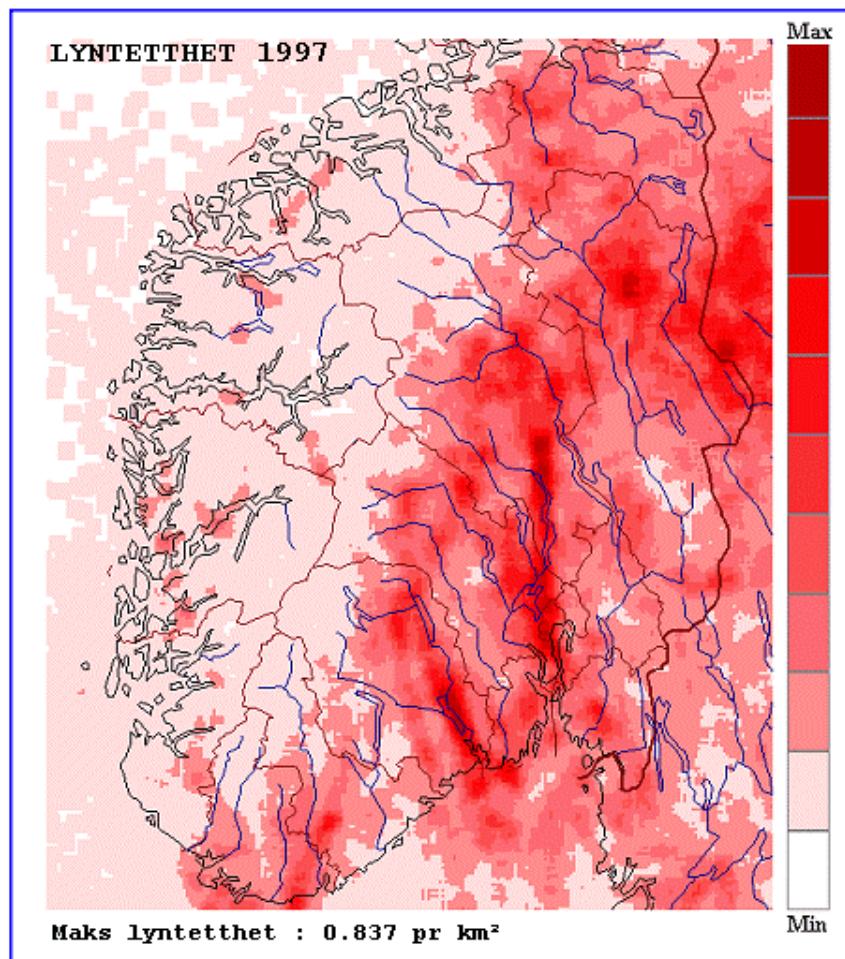
Rys. 31. Schemat systemu IMPACT. [20]



Rys. 32. Mikroprocesorowy czujnik aktywności burzowej systemu IMPACT ES. [20]

Moduł NM 2000 służy do: zarządzania całym systemem oraz kontroli jego działania. Natomiast moduł FALLS (z ang. *Fault Analysis and Lightning Location System*) jest

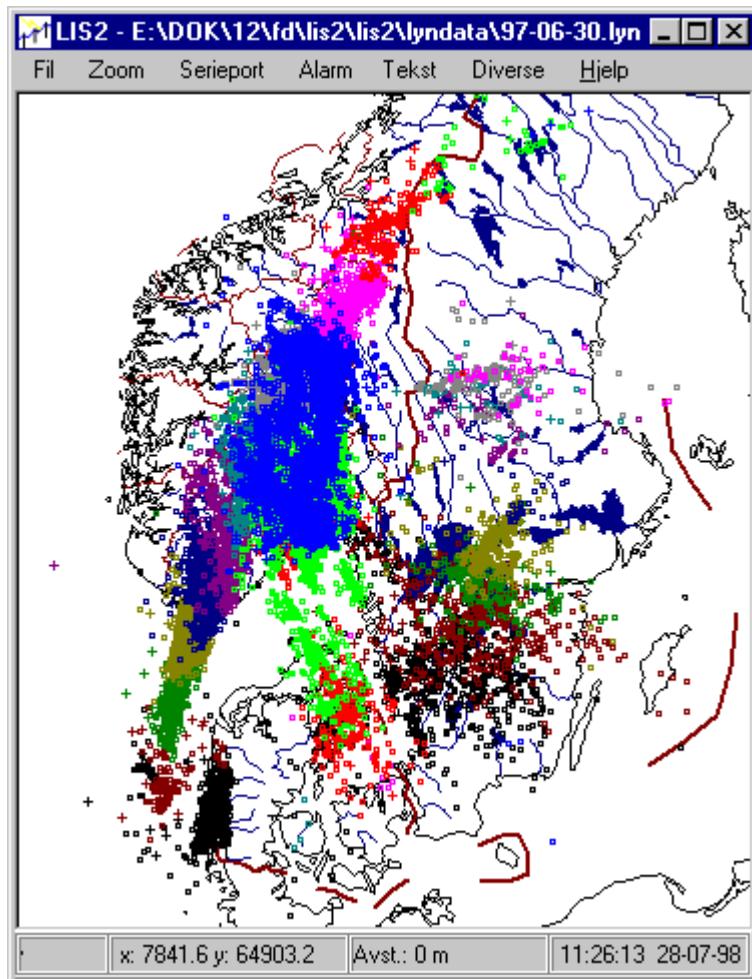
narzędziem służącym do zaawansowanego wykorzystania danych z systemu. Dzięki danym lokalizacyjnym wyładowań piorunowych i informacji o lokalizacji ochronianych urządzeń (linie energetyczne, elektrownie, obszary leśne itp.) moduł ten dostarcza informacji o miejscach wystąpienia ewentualnych uszkodzeń spowodowanych przez pioruny. Może także na podstawie zarchiwizowanych danych historycznych określać obszary o zwiększym zagrożeniu wystąpienia wyładowań piorunowych. [20]



Rys. 33. Odwzorowanie kartograficzne intensywności aktywności elektrycznej. [20]

Użytkownicy systemu na swoich terminalach otrzymują w czasie niemal rzeczywistym różnego rodzaju kartograficzne odwzorowania aktywności elektrycznej w zależności od ich potrzeb. I tak np.: przemysł energetyczny - kartograficzne odwzorowanie miejsc wystąpienia wyładowań doziemnych w celu lokalizacji ewentualnych uszkodzeń, lotnictwo - odwzorowanie kartograficzne całkowitej aktywności piorunowej w celu wykorzystania jej w osłonie meteorologicznej itd. Na rys. 33 przedstawiono odwzorowanie

aktywności elektrycznej ponad obszarem Norwegii. Kolorami zakodowano informacje o natężeniu aktywności elektrycznej w określonym czasie.



Rys. 34 Odwzorowanie kartograficzne aktywności elektrycznej uwzględniające czas pojawienia się wyładowania. [20]

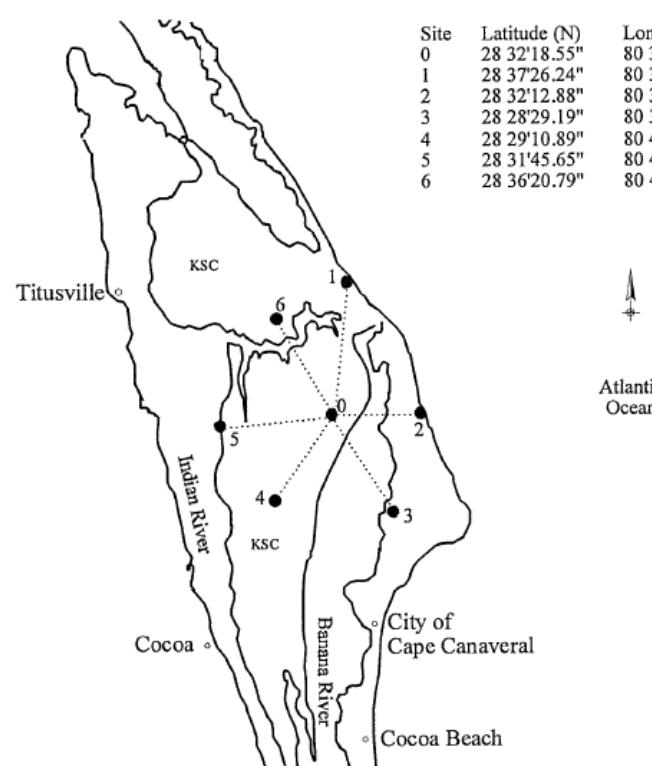
Na rys. 34 przedstawiono przykładowy wynik odwzorowania aktywności elektrycznej ze względu na czas wystąpienia wyładowania. Kolorami zakodowano informacje o czasie wystąpienia danego wyładowania (każdy kolor obejmuje określony przedział czasowy). Kwadraciki oznaczają wyładowania ujemne, natomiast krzyżyki wyładowania dodatnie.

Następcami systemu IMPACT są systemy serii TS x000, opisane w podrozdziale: 5.2.9 Systemy serii TS x000.

5.2.5. Systemy LDAR.

System LDAR (z ang. *Lightning Detection and Ranging*) został opracowany i wdrożony do pracy w Ośrodku Badań Kosmicznych im. John'a Kennedy'ego KSC (z ang. *Kennedy Space Center*) w Cape Canaveral na Florydzie w USA. Jego powstanie i rozwój było

spowodowane wysokim zapotrzebowaniem na dane burzowe w osłonie meteorologicznej programu lotów kosmicznych, w szczególności ochrony wyrzutni kosmicznych przed uderzeniem pioruna w momencie startu rakiet. Warto wspomnieć, że średnia liczba dni burzowych dla Cape Canaveral wynosi około 75. System LDAR został opracowany i zbudowany przez zespół kierowany przez Carl'a Lennon'a w połowie lat 70-tych XX wieku. Od tego czasu był on kilkakrotnie unowocześniany, służąc do badań naukowych oraz bieżącej oceny ryzyka operacji naziemnych w KSC. We wczesnych latach 90-tych XX wieku C. Lennon oraz L. Maier po ostatniej modernizacji wprowadzili system do pracy operacyjnej, dzięki czemu stał się integralną częścią meteorologicznego systemu ostrzegania. [156]



Rys. 35. Rozmieszczenie stacji detekcji systemu LDAR w KSC. [156]

System LDAR w

KSC składa się z 7 stacji detekcji, przy czym jedna z nich jest stacją centralną, a 6 pozostałych znajduje się mniej więcej na okręgu o promieniu 10 km od stacji centralnej.

Schemat rozmieszczenia stacji detekcji LDAR w KSC został pokazany na rys. 35. Stacje tworzą dwa krzyżujące się układy w kształcie litery „Y” lub też z innego punktu widzenia są ułożone w kształcie gwiazdy.

Wszystkie stacje pracują w

paśmie VHF na częstotliwości centralnej 66 MHz, o szerokości pasma 6 MHz. Częstotliwość 66 MHz jest stosunkowo „czysta”, czyli wolna od zakłóceń powodowanych przez inne źródła promieniowania radiowego: naturalne i generowane przez człowieka. Każda ze stacji jest wyposażona w antenę odbiorczą LDAR, logarytmiczny wzmacniacz częstotliwości radiowych oraz mikrofalowe łącze ze stacją centralną (4.4 GHz). Wzmacniacz logarytmiczny zapewnia większy zakres dynamiczny i minimalizuje różnice amplitud. Przy wstępnie ustalonym poziomie sygnału, czyli w momencie zarejestrowania impulsu promieniowania radiowego, stacja centralna wyzwala zapis danych z wszystkich stacji w określonych interwałach



Rys. 36. Przykładowa stacja detekcji i lokalizacji systemu LDAR II. [157]

czasów przybycia sygnałów od poszczególnych wyładowań do różnych stacji otrzymujemy współrzędne x,y,z dla każdego źródła promieniowania. System jest w stanie przetwarzać dane dla 6 000 zdarzeń na sekundę. Przetworzone pliki z danymi są wysyłane z TIU do użytkowników w interwałach jedno minutowych. Średni błąd lokalizacji dla systemu LDAR w KSC wynosi od 50 do 100 m, w okręgu o promieniu 10 km od stacji centralnej. Błąd ten

czasowych (81,92 mikrosekundy). Przed wyzwoleniem stacja centralna sprawdza czy sygnał spełnia kryteria wyboru tj. czy pochodzi od wyładowania atmosferycznego. Następnie zbierane są czasy przybycia impulsu do wszystkich stacji detekcji i na ich podstawie jest obliczana lokalizacja źródła impulsu. Jak w przypadku każdego systemu wykorzystującego technikę czasu przybycia TOA, bardzo ważne jest precyzyjne próbkiowanie czasu na stacjach detekcji. W tym celu system LDAR wykorzystuje system GPS. Ponadto w celu kalibracji okresowo wykonuje się pomiary kalibracyjne, generując sztuczne sygnały radiowe w celu uwzględnienia zmian prędkości propagacji fal radiowych w atmosferze spowodowanych zmieniającą się temperaturą, ciśnieniem i wilgotnością.

Sercem systemu LDAR jest jednostka centralna TIU (z ang. *Timing Interface Unit*). Odpowiada za wyzwalanie zapisu, konwersję analogowo-cyfrową, buforowanie danych, wyznaczanie wartości szczytowych oraz przetwarzanie czasów przybycia. Ze względów bezpieczeństwa stosuje się tutaj, zdublowaną jednostkę centralną z możliwością ręcznego przełączania. W wyniku przetwarzania

rośnie znacznie ze wzrostem odległości od stacji centralnej osiągając wartość 1 km w odległości 40 km od stacji centralnej i 10 km dla odległości rzędu 90 km. [156]

W celu zmniejszenia kosztów operacyjnych i serwisowych systemu LDAR i udostępnienia osiągnięć technologicznych sektorowi publicznemu NASA (właściciel systemu LDAR) podpisała umowę z firmą Global Atmosferics, Inc. (GAI) na rozwijanie i skomercjalizowanie systemu LDAR. W efekcie miał powstać system tańszy, łatwiejszy do produkcji, zarządzania i konserwacji. W wyniku prac powstał system pod nazwą LDAR II. Pierwsze badawcze wersje tego systemu zainstalowano w USA w 2001 roku.

System LDAR II wykrywa wyładowania atmosferyczne wszystkich typów (chmurowe i doziemne) ze skutecznością lokalizacji szacowaną na ponad 95 %, przy dokładności detekcji rzędu 100-200 metrów [158]. Dzięki możliwości lokalizacji źródeł promieniowania (impulsowego pola elektromagnetycznego) generowanego przez wyładowania w trzech wymiarach oraz wysokiej skuteczności detekcji pozwala na odtworzenie trójwymiarowego obrazu każdego wyładowania. System LDAR II, tak jak system LDAR bazuje na lokalizowaniu impulsów VHF generowanych przez pioruny przy użyciu techniki czasu przybycia, dzięki czemu może łatwo rekonstruować pełny kanał wyładowania. Minimalna liczba stacji dla systemu LDAR II wynosi 5, w przypadku lokalizacji przestrzennej oraz 4 dla lokalizacji na płaszczyźnie. System może pracować na częstotliwościach od 50 do 120 MHz, z szerokością pasma pracy 5 MHz. Na rys. 36 przedstawiono czujnik LDAR II. Jest to czujnik składający się z masztu w postaci aluminiowej tuby, o grubych ścianach, pustej w środku oraz zespołu elektroniki. Stacje są synchronizowane czasowo poprzez system GPS. Więcej o systemie LDAR II w [136, 158, 159, 160].

Obecnie systemy tego typu pracują głównie w Stanach Zjednoczonych. Podobny do systemu LDAR przenośny system pod nazwą LMA (z ang. *Lightning Mapping Array*) został opracowany w New Mexico Institute of Mining and Technology (NMIMT) [161]. Działa on podobnie jak system LDAR, tzn. wykorzystuje lokalizację źródeł promieniowania radiowego w paśmie częstotliwości VHF, dzięki technice czasu przybycia. Nie będzie on tu szczegółowo opisywany, a informacje na jego temat można znaleźć na stronach internetowych NMIMT np.: <http://www.lightning.nmt.edu/>, oraz m.in. w [133, 161, 162, 163]

5.2.6. Systemy LPATS.

System detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pod nazwą LPATS (z ang. *Lightning Positioning and Tracking System*) to system wykorzystujący technikę czasu przybycia TOA w paśmie VLF i LF w oparciu o indukcję sygnałów elektrycznych w antenie

odbiorczej stacji detekcji [164]. System wykrywa głównie wyładowania doziemne, wyładowania chmurowe są wykrywane z niską skutecznością detekcji. Detekcja elektrycznej składowej fali elektromagnetycznej powoduje, że system jest mniej wrażliwy na wysokie wymagania odnośnie lokalizacji stacji detekcji niż systemy magnetycznego znajdowania kierunku. Ze względu na konieczną w systemach TOA bardzo dokładną synchronizację czasową stacje detekcji systemu są synchronizowane dzięki systemowi globalnego pozycjonowania GPS (od początku lat 90-tych XX wieku). System bazuje na założeniu, że maksymalna wielkość prądu w kanale wyładowania występuje w momencie połączenia lidera krokowego oraz wyznacznika połączenia. Zakłada się, że punkt połączenia znajduje się mniej więcej na wysokości 100 metrów nad ziemią.

Początkowe wersje systemów będących prekursorami systemów LPATS, z początku lat 60-tych XX wieku, były sieci o linii bazowej około 100 km, składające się zazwyczaj z 4 stacji pomiarowych. Stacje pracowały w paśmie częstotliwości od 4 do 45 kHz. Dwie z nich pracowały w oparciu o technikę magnetycznego znajdowania kierunku, a pozostałe wykorzystywały technikę czasu przybycia. Ze względu na problemy techniczne i niską efektywność techniki magnetycznego znajdowania kierunku, zarzucono implementowanie jej do stacji systemu LPATS i skupiono się na ulepszaniu techniki czasu przybycia. Pierwszy system LPATS został opracowany w 1980 roku przez amerykańską firmę Atlantic Scientific Corporation, przekształconą później w Atmospheric Research System Inc. (ARSI). Wczesne wersje systemu były synchronizowane poprzez sygnał amerykańskiego systemu radionawigacyjnego Loran-C i nie potrafiły odróżnić wyładowań doziemnych od wyładowań chmurowych i innych sygnałów nie pochodzących od wyładowań atmosferycznych. Nie potrafiły także odróżnić uderzeń zwrotnych w poszczególnych wyładowaniach. Następne ulepszone wersje zostały wzbogacone o algorytmy dyskryminacji pomiędzy wyładowaniami i obcymi źródłami sygnałów oraz pomiędzy różnymi rodzajami wyładowań. Poza tym pierwsze wersje systemu, ograniczone pojemnością łącz komunikacyjnych miały skuteczność detekcji wyładowań doziemnych na poziomie 50 %. [3]

Stacja detekcji systemu LPATS jest wyposażona w odbiorczą antenę prętową, odbiornik GPS oraz zespół elektroniki. Antena wykrywa falę elektromagnetyczną wygenerowaną przez wyładowanie atmosferyczne w paśmie częstotliwości do 2 do 500 kHz. Rozdzielcość czasowa stacji detekcji wynosi 15 milisekund, co umożliwia wykrywanie ponad 50 wyładowań na minutę. Czasy przybycia (dotarcia) fali elektromagnetycznej do poszczególnych stacji detekcji są podstawą do finalnego obliczenia pozycji wyładowania przez jednostkę centralną systemu. Do lokalizacji wyładowania potrzeba minimum 3 stacji

detekcji, ale najczęściej w celu zmniejszenia błędów wyznaczenia lokalizacji i usunięcia dwuznaczności stosuje się 4 stacje detekcji. Maksymalny zasięg pojedynczej stacji detekcji wynosi około 300 km. Typowy system składa się z sieci stacji detekcji (minimum 4) oraz jednostki centralnej odpowiadającej za przetwarzanie danych otrzymanych ze stacji detekcji.



Rys. 37. Aparatura pomiarowa stacji detekcji systemu LPATS IV. [165]

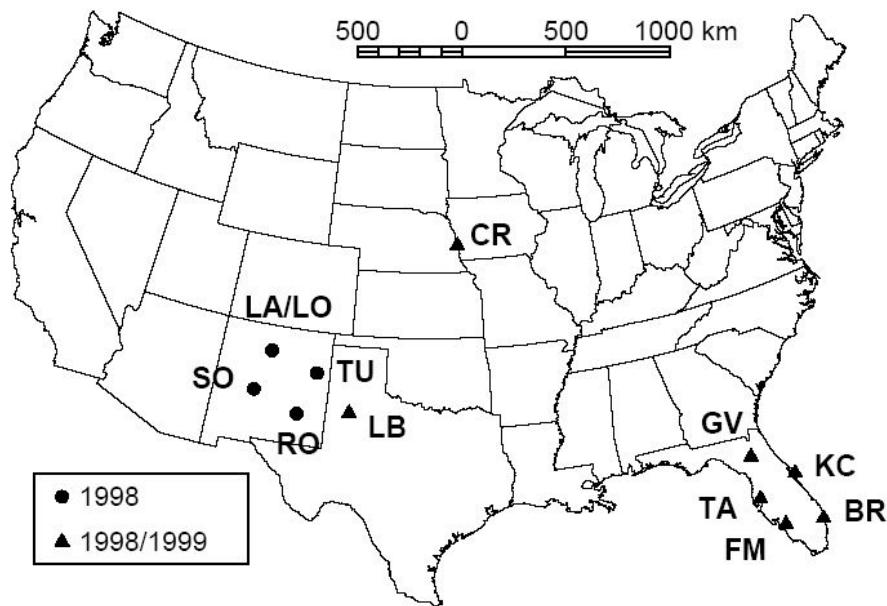
Główne źródła błędów pomiarowych w systemie LPATS są spowodowane czynnikami zaburzającymi lub tłumiącymi fale elektromagnetyczne, a więc generującymi przesunięcia w czasie przybycia sygnału do stacji detekcji.

Obecnie najczęściej spotykane na świecie są ostatnie wersje systemu pod nazwą LPATS III i LPATS IV. Systemy tego typu funkcjonują na całym świecie m.in. w USA [166], Australii, Brazylii, krajach europejskich jak Austria, Szwajcaria [167] i innych.

5.2.7. Systemy wykrywania radiotrzasków (spherics).

Poza systemem ATD istnieją także inne systemy wykrywające radiotrzaski [168]. Zazwyczaj radiotrzaski są wykrywane w prosty sposób dzięki miernikom pola elektromagnetycznego. Do otrzymania lokalizacji wyładowania niezbędne jest zastosowanie systemu synchronizacji czasowej stacji detekcji z wykorzystaniem np.: systemu GPS. Można stosować dwa rodzaje mierników zmian pola elektrostatycznego: młynki elektrostatyczne oraz płaskie, talerzowe anteny pola elektrycznego. System wykorzystujący młynki elektrostatyczne pracuje m.in. w amerykańskim Ośrodku Lotów Kosmicznych (KSC) na Florydzie – około 30 młynków, natomiast system wykorzystujący anteny talerzowe w ośrodku badawczym w Los Alamos (LANL) w USA. Systemy bazujące na młynkach są

droższe w eksploatacji oraz trudniejsze w obsłudze. Prostszym i tańszym narzędziem pomiarowym jest płaska, talerzowa antena pola elektrycznego.



Rys. 38. Rozmieszczenie stacji detekcji systemu LASA. [170]

System pomiarowy wykrywający i lokalizujący wyładowania atmosferyczne LANL pod nazwą LASA (z ang. *Los Alamos Spherics Array*) pracuje na terenie USA od 1998 roku [169]. Został zbudowany jako narzędzie weryfikujące i wspomagające satelitarny program badawczy pod nazwą FORTE (z ang. *Fast on-Orbit Recording of Transient Events*) [170]. Składa się z 11 stacji pomiarowych rozmieszczonych na terenie USA w Nowym Meksyku, Teksasie i Florydzie (rys. 38). Stacje są rozmieszczone w taki sposób, że powstały dwie rozdzielne podsieci o średniej linii bazowej 200 km (od 160 do 240 km). Dzięki zastosowaniu dwóch oddzielnego podsieci i dodatkowej stacji system jest w stanie dostarczać danych o wyładowaniach piorunowych z wysoką skutecznością detekcji i dokładnością lokalizacji w obrębie i okolicach danej podsieci. Dane z południowych i centralnych obszarów USA, głównie o silnych wyładowaniach doziemnych, są obarczone większymi błędami lokalizacyjnymi – mniejszą dokładnością lokalizacji oraz niższą skutecznością detekcji. Dane z systemu są wykorzystywane głównie do celów naukowych.



Rys. 39. Stacja pomiarowa systemu LASA na Uniwersytecie Floryda w Gainesville. [170]

Stacje detekcji LASA są zlokalizowane w obszarach, które spełniają warunki: niskie szумy tła w paśmie VLF/LF, obecność zasilania i łącza internetowego o wysokiej przepustowości. Stacja detekcji składa się z następujących elementów: talerzowego miernika pola elektrostatycznego, układu filtrów ograniczających zakres pasma pomiarowego, modułu wyzwalania, komputera obliczeniowego, odbiornika GPS. Dane z poszczególnych stacji są przekazywane do centralnej jednostki obliczeniowej. Do wyznaczenia lokalizacji wyładowania atmosferycznego system wykorzystuje technikę czasu przybycia TOA. Jak w przypadku innych systemów TOA fundamentalne znaczenie ma dokładna synchronizacja czasowa stacji. LASA wykorzystuje system GPS dzięki któremu osiąga rozdzielcość czasową

rzędu 2 μs. Dzięki takiej rozdzielcości czasowej optymalny błąd lokalizacji wynosi około 600 m. Dane z systemu LASA były porównywane m.in. do danych z systemu NLDN (z ang. *National Lightning Detection Network*). Porównanie wykazało, że błąd lokalizacji wynosi mniej niż 2 km dla około 80% wyładowań w obrębie sieci podstawowej. Więcej informacji na temat systemu LASA można znaleźć m.in. w [169, 170, 171]

5.2.8. System SAFIR.

System detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych SAFIR (z franc. *Surveillance et d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique*) przy pomocy interferometrii w paśmie bardzo wysokich częstotliwości VHF, wykrywa i lokalizuje pioruny [172]. Do pomiaru parametrów elektrycznych oraz dyskryminacji pomiędzy typami wyładowań wykorzystuje się pomiary w niskich częstotliwościach. System wykorzystuje głównie technikę znajdowania kierunku DF.

Historia powstania

Badania nad tym systemem zostały zapoczątkowane w latach 70-tych XX wieku. Powstanie systemu poprzedziły dwa programy badawcze przeprowadzone przez francuskie narodowe biuro studiów i badań aeroprzestrzennych - ONERA (z franc. *Office National d'Etudes et de Recherches Aerospatiales*). Pierwsze badania przeprowadzono w latach 1973-78, badając wpływ ładunków elektrycznych (silnego pola elektrycznego) na bezpieczeństwo wyrzutni kosmicznych. Kolejnym programem badawczym, przeprowadzonym przez ONERA we współpracy z lotnictwem, były badania przeprowadzone w latach 1978-85. Celem programu były badania nad elektrycznością atmosfery i oddziaływanie piorunów na statki powietrzne (rakiety kosmiczne, samoloty). Program badań obejmował: studia laboratoryjne, eksperymenty ze sztucznie inicjowanymi piorunami, pomiary parametrów wyładowań piorunowych z samolotów, modelowanie wzajemnych oddziaływań między wyładowaniami. W 1984 roku dokonano po raz pierwszy lokalizacji przestrzennej wyładowań piorunowych przy pomocy techniki interferometrii w paśmie bardzo wysokich częstotliwości VHF. Badania te pozwoliły osiągnąć postęp w zrozumieniu elektrycznej natury burz oraz rozwinać technikę interferometrii i wdrożyć ją do lokalizacji wyładowań. Dzięki pracom badawczym przeprowadzonym w latach 1985-88 powstała pierwsza eksperimentalna wersja systemu SAFIR. Po usunięciu usterek i udoskonaleniu w 1988 roku zainstalowano dwa pierwsze egzemplarze operacyjne systemu. Jeden w Europejskim Centrum Kosmicznym – CSG (z franc. *Centre Spatial Guyanais*) w Kourou w Gujanie Francuskiej, drugi w centrum badawczym francuskiego Departamentu Obrony – CEL (z franc. *Compte Épargne Logement*). Po okresie testów w latach 1989-91 system SAFIR został zindyustralizowany, a jego wytwarzaniem zajęły się zakłady firmy Dimensions SA. Kolejne lata przyniosły udoskonalanie technik detekcyjnych i lokalizacyjnych (m.in. lokalizacji w trzech wymiarach) oraz operacyjne potwierdzenie zalet systemu np.: wysokiej skuteczności detekcji i niezawodności. W 2000 roku zakłady Dimensions zostały przejęte przez fińską firmę, specjalistę w produkcji urządzeń meteorologicznych VAISALA. [20, 173]

Obecnie systemy typu SAFIR są używane w wielu krajach świata, jak: Polska [1], Francja (Gujana Francuska), Belgia, Holandia, Niemcy [174], Słowacja, Węgry, Rumunia [175] i in. w meteorologii (prognozy ultrakrótkoterminowe i długoterminowe), w osłonie meteorologicznej lotnictwa (lotnictwo cywilne i wojskowe), w hydrologii, w ośrodkach kosmicznych itp. Od 2001 roku system tego typu pod nazwą PERUN pracuje w Polsce i jest zarządzany przez IMGW [1]. Ze względu na charakter niniejszej publikacji oraz fakt, że system PERUN pracuje w IMGW zagadnienia związane z systemem SAFIR zostaną opisane

szerzej niż w przypadku innych systemów. Ponadto opis systemu zostanie przedstawiony na przykładzie systemu PERUN, dlatego wszelkie zagadnienia techniczne będą nawiązywały do tego konkretnego systemu. W poniższym opisie, na potrzeby niniejszej publikacji zamiennie będą używane nazwy SAFIR oraz PERUN.

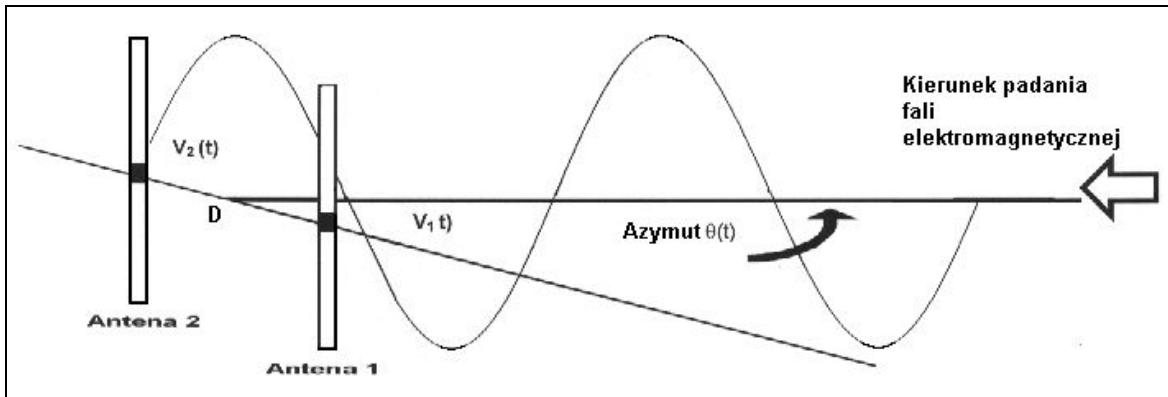
Zasada działania

Wyładowania piorunowe emitują fale elektromagnetyczne w szerokim paśmie częstotliwości pokrywając również zakres od kilkuset kHz aż do kilkuset MHz. Emisja fal elektromagnetycznych jest spowodowana intensywnymi i gwałtownymi zmianami prądów przepływających przez kanał wyładowania. Najsilniejsze promieniowanie jest wytwarzane przez uderzenie zwrotne podczas wyładowania typu chmura - ziemia. Tego typu fale występują, gdy lider krokowy tworzący zjonizowany kanał wyładowania, osiągnie powierzchnię Ziemi, wtedy następuje uderzenie zwrotne biegające przez kanał wyładowania z prędkością równą $1/3$ prędkości światła. Czas narastania impulsu prądowego (czas potrzebny na osiągnięcie wartości szczytowej) wyładowania wynosi kilkanaście μs , a typowa wartość szczytowa prądu sięga kilkudziesięciu kA, maksymalnie kilkaset kA.

Promieniowanie w niskich częstotliwościach LF (poniżej 1 MHz) jest głównie wykorzystywane do pomiaru charakterystyk wyładowań typu chmura-ziemia i do odróżniania wyładowań doziemnych od wyładowań chmurowych. Detekcja wyładowań jest dokonywana za pomocą sensora zmian pola elektromagnetycznego. Kiedy czujnik zarejestruje zmiany pola elektrycznego są one dyskryminowane za pomocą wzorcowych przebiegów amplitudowo - czasowych.

System typu SAFIR wykrywa i lokalizuje, przy użyciu techniki triangulacyjnej wyładowania atmosferyczne wszystkich typów w układzie współrzędnych przestrzennych. Lokalizacja piorunów jest realizowana za pomocą techniki znajdowania kierunku, bazującej na elektromagnetycznej interferometrii w paśmie bardzo wysokich częstotliwości VHF. Promieniowanie w paśmie VHF jest emitowane w postaci bardzo krótkich, izolowanych impulsów (paczek falowych) o czasie narastania rzędu kilku nanosekund. Czas trwania takiego impulsu wynosi od kilkuset mikrosekund do kilku milisekund. Typowy odstęp między impulsami wynosi 50 do 100 mikrosekund. Tego rodzaju paczki falowe są emitowane przez wszystkie części kanału wyładowania, zarówno w czasie jego tworzenia jak i w czasie przepływu prądu. Wyładowania chmurowe tak jak i wyładowania chmura - ziemia wytwarzają te impulsy prawie we wszystkich fazach swojego rozwoju. System bazuje na interferometrycznym pomiarze różnicy faz fali elektromagnetycznej odbieranej przez dwie

różne anteny. Różnica faz jest ściśle zależna od kierunku rozchodzenia się fali i używana do obliczenia kątowej pozycji (kąty: azymutu i wyniesienia) źródła fali. Do pomiaru różnicy faz stosuje się dwie anteny prętowe (para). Do wyznaczenia jednoznacznej wartości kąta azymutu potrzeba pary anten, ale żeby zwiększyć dokładność lokalizacji stosuje się 5 par anten prętowych, a otrzymany wynik uśrednia. Zasada pomiaru jest przedstawiona na rys. 40.



Rys. 40. Pomiar kąta padania fali elektromagnetycznej przy użyciu techniki interferometrycznej. [20]

W antenach są indukowane napięcia elektryczne opisywane wzorami: w antenie 1:

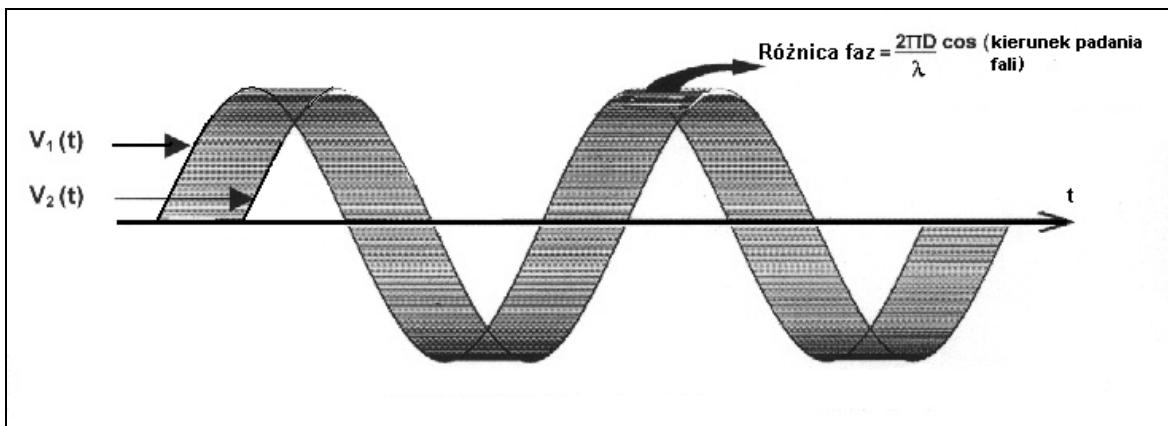
$$V_1(t) = A(t)e^{i\phi_1(t)}e^{2i\pi ft} \quad (11)$$

w antenie 2:

$$V_2(t) = A(t)e^{i\phi_2(t)}e^{2i\pi ft} \quad (12)$$

gdzie: $A(t)$ - amplituda sygnału, $\phi_1(t)$ – kąt fazowy sygnału w 1 antenie, $\phi_2(t)$ – kąt fazowy sygnału w 2 antenie, f - częstotliwość nośna, t – czas.

Amplitudy sygnałów są równe, więc różnią się tylko fazą (rys. 41).



Rys. 41. Różnica faz sygnałów indukowanych w dwóch antenach prętowych. [20]

Różnica faz obu sygnałów jest ściśle związana z kierunkiem propagacji fali wyemitowanej przez wyładowanie piorunowe i jest opisywana wzorem:

$$\Delta\phi(t) = \phi_1(t) - \phi_2(t) = \frac{2\pi D}{\lambda} \cos\theta(t) \quad (13)$$

gdzie: D - odległość między antenami, λ - długość fali, θ - kierunek propagacji promieniowania elektromagnetycznego wyemitowanego przez wyładowanie.

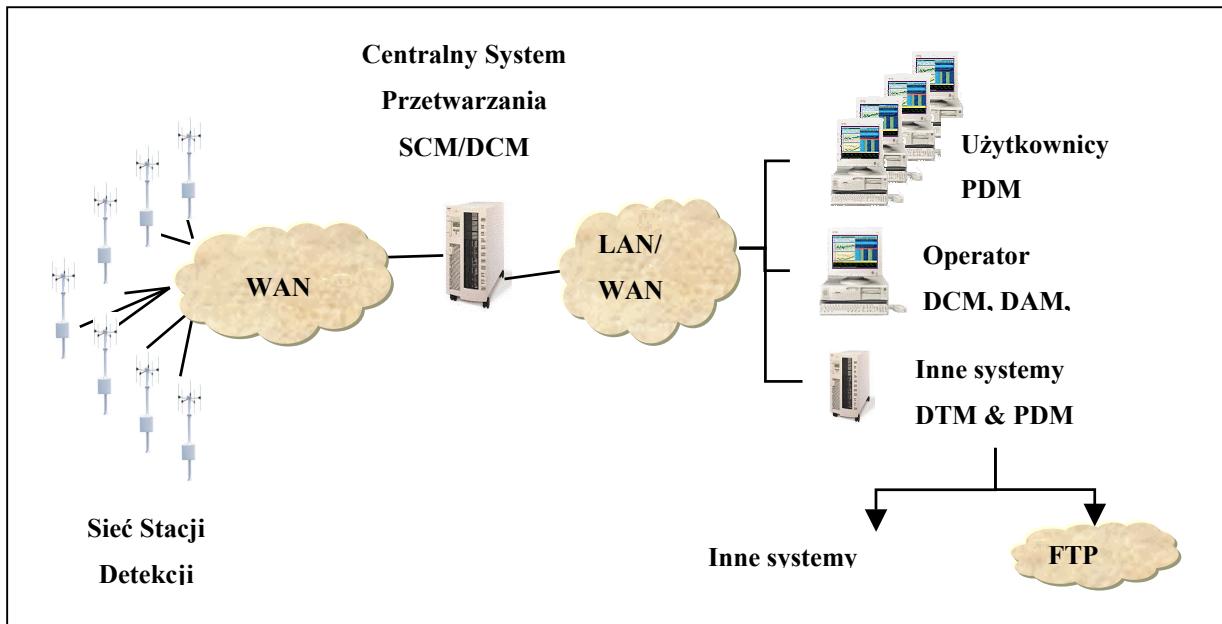
Po wyznaczeniu różnicy faz sygnałów elektrycznych w dwu antenach zostaje obliczony kierunek rozchodzenia się fali. Dzięki wyznaczonym kątom z kilku stacji detekcji i lokalizacji można wyznaczyć przez triangulację dokładne położenie źródła emitującego fale - położenia wyładowania piorunowego.

Geneza budowy systemu PERUN

Od początku lat 90 ubiegłego wieku pracownicy IMGW wraz z przedstawicielami Politechniki Warszawskiej rozpoczęli starania o instalację w Polsce nowoczesnego systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Ze względu na brak nakładów finansowych pomysł instalacji musiał zostać odłożony o około 10 lat. Dopiero po katastrofalnej powodzi z 1997 roku, dzięki umowie pomiędzy Rządem Rzeczypospolitej i Bankiem Światowym, uzyskano środki finansowe, dzięki którym można było między innymi rozpocząć budowę systemu tego typu. System wykrywania wyładowań został włączony jako jeden z podkomponentów systemu SMOK (System Monitoringu i Osłony Kraju). W wyniku procedury przetargowej, we wrześniu 2000 roku podpisano kontrakt na budowę systemu. Umowa podpisana przez Dyrektora IMGW prof. dr hab. inż. Jana Zielińskiego i Prezesa firmy Ysselbach Umwelt und Medizintechnik inż. Petera Schmida, zakładała budowę i wdrożenie w Polsce systemu SAFIR - automatycznego systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. System został wyprodukowany przez firmę VAISALA-Dimensions. Prace związane z budową i wdrożeniem systemu były prowadzone w ramach projektu SMOK jako podkomponent B.2.8.2. Prace instalacyjne, poprzedzone licznymi wstępny badaniami i symulacjami, zostały rozpoczęte w czerwcu 2001 roku. Pierwsza została zainstalowana stacja detekcji na dachu budynku Ośrodka Głównego IMGW w Warszawie. Ostatnia we wrześniu 2001 roku została zainstalowana stacja w Gorzowie Wielkopolskim. Jednocześnie w Warszawie zainstalowano jednostkę centralną systemu wraz z serwisowymi i administracyjnymi stacjami roboczymi. Z początkiem października 2001 roku system rozpoczął pracę. Do końca 2001 roku przeprowadzono testy poprawności pracy zainstalowania systemu, a od początku 2002 roku system rozpoczął pracę operacyjną. [1]

Opis systemu PERUN.

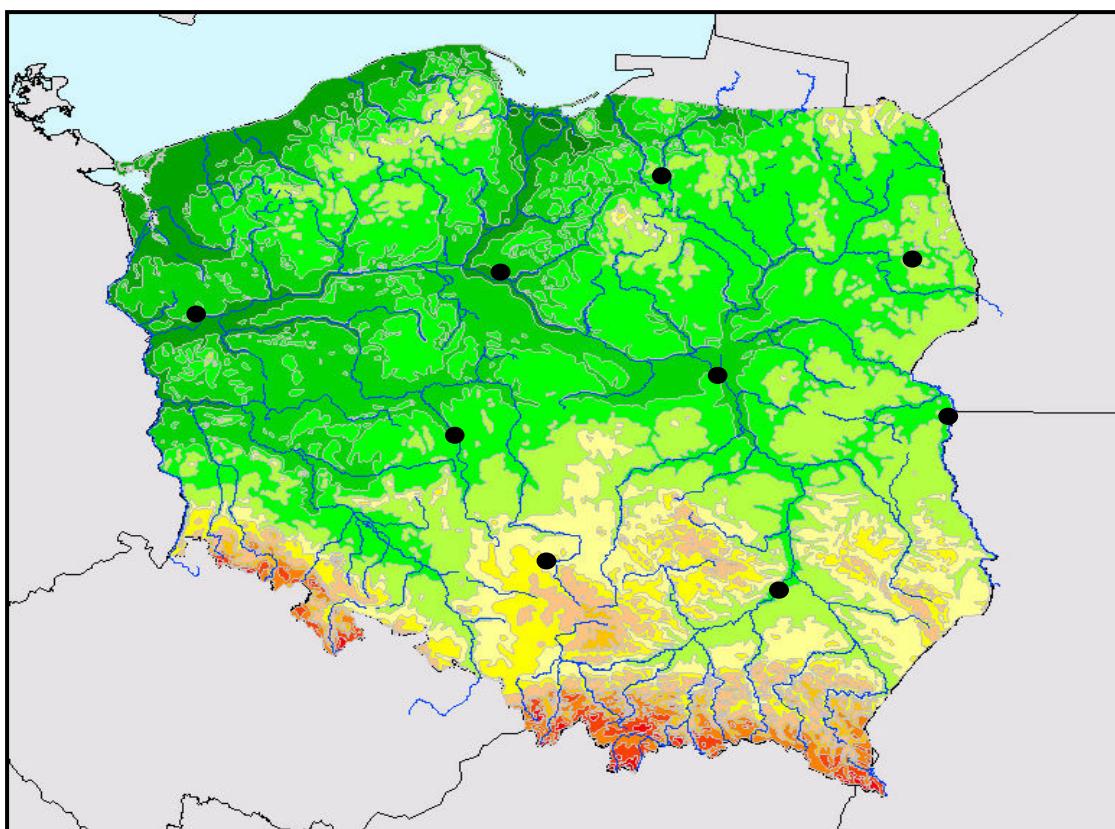
System PERUN składa się z: sieci stacji detekcji, centralnego systemu przetwarzania danych oraz terminali użytkowników. Schemat konfiguracji systemu przedstawia rys. 42.



Rys. 42. Schemat ideowy systemu detekcji i lokalizacji wyladowań atmosferycznych PERUN. [1]

Sieć pomiarowa składa się z 9 stacji detekcyjnych rozmieszczonych na terenie całego kraju w taki sposób, aby uzyskać dokładność lokalizacji wyładowań atmosferycznych, na poziomie do 1 km, a skuteczność detekcji około 95 % dla terytorium Polski. Optymalną konfigurację uzyskano po symulacjach kilkunastu możliwych do wykorzystania lokalizacji stacji. Ostatecznie wybrano następujące lokalizacje (rys. 43): Białystok, Olsztyn, Toruń, Gorzów Wlkp., Kalisz, Częstochowę, Sandomierz, Włodawę, Warszawę. Wszystkie stacje detekcyjno-lokalizacyjne zainstalowano na terenie istniejących stacji meteorologicznych IMGW.

Stacje detekcji są synchronizowane czasowo za pomocą satelitarnego systemu GPS. Średnia długość linii bazowej systemu (odległość między dwoma najbliższymi stacjami) wynosi około 200 km, jednakże wartość ta dla poszczególnych par stacji waha się od 145 km do 225 km. Każda stacja detekcji wykonuje kątową, interferometryczną lokalizację wyładowania piorunowego. Dane ze stacji są przesyłane, poprzez sieć rozległą IMGW (WAN, z ang. *Wide Area Network*), do centralnego systemu przetwarzania danych CPS (z ang. *Central Processing System*). CPS grupuje dane z odpowiednich przedziałów czasowych z poszczególnych stacji w celu uzyskania lokalizacji oraz parametrów wyładowania atmosferycznego oraz za pomocą techniki triangulacyjnej oblicza dokładne położenie wyładowania, a także jego parametry.



Rys. 43 Rozmieszczenie stacji detekcyjnych systemu PERUN na terenie Polski. [1]



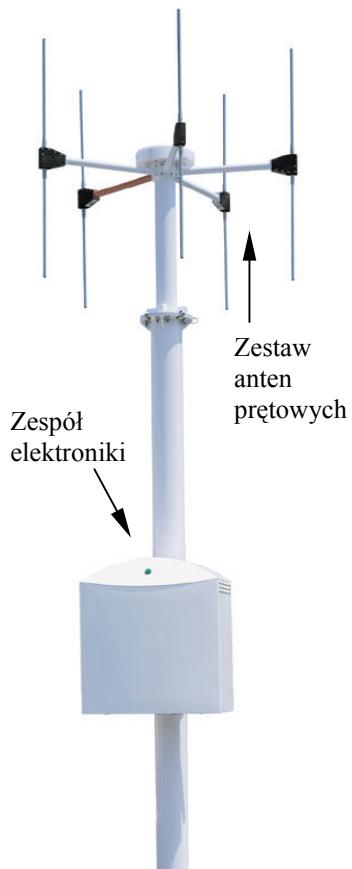
Rys. 44. Układ anten stacji detekcji w Częstochowie. [1]
(fot. Paweł Bodzak)

Łączność w systemie zapewniają łączna WAN o przepustowości wystarczającej do przesyłania danych burzowych ze stacji nawet w czasie intensywnych burz. Początkowo ze względu na wysokie koszty instalacji i eksploatacji łącz stałych w wielu lokalizacjach zdecydowano się na zastosowanie łącz satelitarnych. Jedynie dwie stacje w Białymostku i Warszawie nie wykorzystywały łącz satelitarnych. Po zakończonej w 2005 roku modernizacji systemu łączności wszystkie stacje wykorzystują łączna WAN

IMGW. Dane z sieci stacji detekcji są zbierane i przetwarzane w CPS. Do podstawowych informacji przesyłanych przez każdą stację lokalizacyjną należą m.in.: data i dokładny czas wykrycia wyładowania, lokalizacja, czas narastania i czas zaniku impulsu prądowego, amplituda pola elektromagnetycznego i in. Do analizy danych służy specjalne oprogramowanie komputerowe. Po przetworzeniu otrzymujemy: lokalizację wyładowania (długość i szerokość geograficzna), wartość prądu w kanale wyładowania, czasy: narastania i zaniku impulsu prądowego, typ wyładowania, polaryzację i inne. Odbierane i przetwarzane dane są archiwizowane w dwojakim sposobie: jako dane pierwotne (dane źródłowe ze stacji detekcji) oraz jako dane wtórne (obliczone lokalizacje i parametry wyładowania atmosferycznego). Zgromadzone dane są archiwizowane w IMGW na płytach CD oraz DVD. Archiwizacja umożliwia późniejsze wykorzystanie danych piorunowych tak do celów ekspertyz jak i do dalszych badań m.in. aktywności piorunowej, badań klimatycznych i innych. Dane przetwarzane w trybie rzeczywistym są wysyłane do użytkowników końcowych systemu tj. Biur Prognoz IMGW oraz innych użytkowników. Dane wizualizowane są przez program PDM.

Stacja detekcji

Stacja detekcji wykrywa fale elektromagnetyczne generowane przez wszystkie typy wyładowań (chmurowe i doziemne) oraz mierzy parametry elektryczne. Każda ze stacji detekcyjnych składa się z:



- Zestawu anten prętowych
- Skrzynki z elektroniką sterującą pracą stacji oraz wykonującą podstawowe pomiary i obliczenia
- Konwertera optycznego
- Modemu komunikacyjnego

Sposób zainstalowania stacji jest różny w zależności od warunków lokalnych w poszczególnych miejscach. W większości stacje są zainstalowane na wolnostojących masztach o różnej wysokości (od 14 do 80 metrów) lub na dachach budynków. Na rys 45 przedstawiono standardową stację detekcji systemu SAFIR 3000.

Jednostka centralna systemu, zbierająca dane ze stacji detekcji poprzez sieci LAN, WAN znajduje się w Warszawie.

Rys. 45. Stacja detekcji systemu SAFIR 3000. [1]

Składa się z dwóch komputerów połączonych w systemie klastra. Zapobiega to utracie danych w przypadku, gdy aktualnie działający komputer ulega awarii, wtedy system automatycznie przełącza się na drugi komputer. Całe oprogramowanie jednostki centralnej bazuje na platformie Windows NT i bazie danych Oracle. Dodatkowo jednostce centralnej zapewniono zasilanie awaryjne w postaci UPS'u o 2 godzinnej autonomii.



Rys. 46. Jednostka centralna systemu PERUN. [1] (fot. Paweł Bodzak)

Dane odebrane ze stacji detekcji są następnie synchronizowane czasowo. Po synchronizacji dane są przeliczane - azymuty oraz parametry fal elektromagnetycznych generowanych przez wyładowania są przeliczane na dokładną lokalizację wyładowań oraz ich parametry fizyczne. Następnie przetworzone dane, w postaci plików tekstowych i binarnych, są wysyłane do programów wizualizujących zainstalowanych na terminalach użytkownika oraz do Systemu Obsługi Klienta (SOK) IMGW. Dodatkowo do SOK'u są wysyłane obrazy (format – gif), przedstawiające aktualną sytuację burzową, uzyskane po wizualizacji tych danych przez program PDM (z ang. *Processing and Display Module*). Jednocześnie aktualny obraz sytuacji burzowej jest dostępny pod adresem internetowym

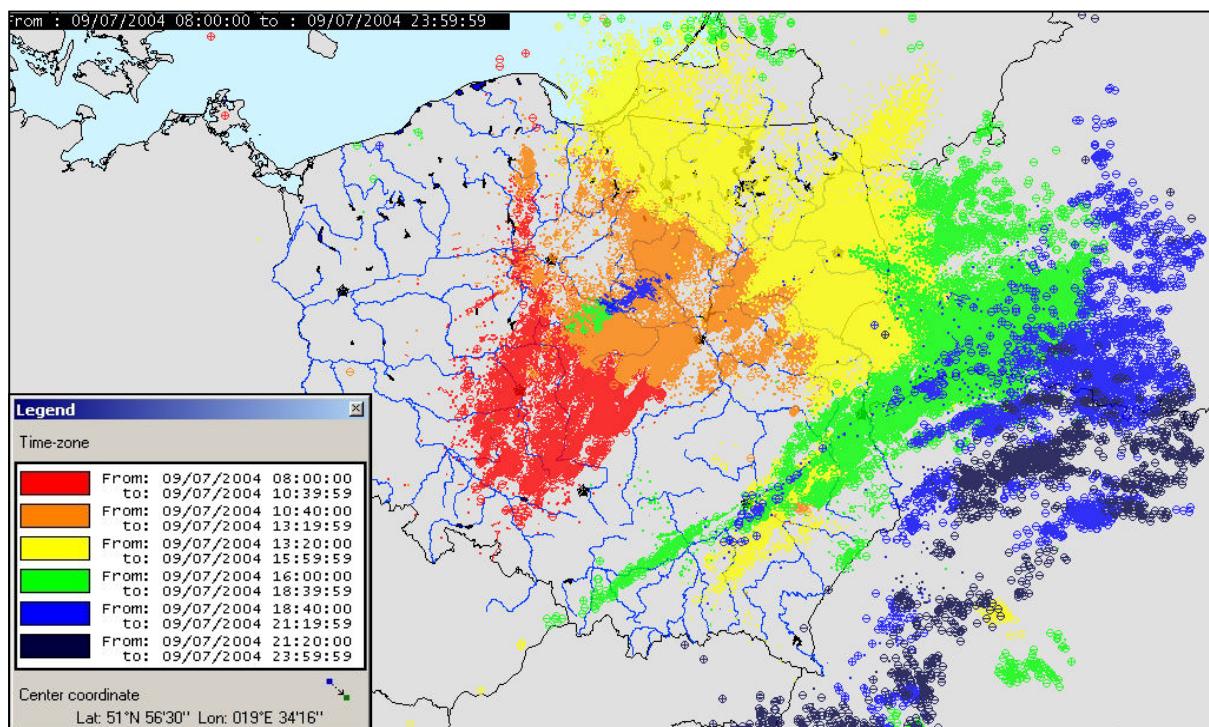
<http://www.imgw.pl/wl/internet/burza/burza.html>.

Terminal użytkownika systemu PERUN to komputer z zainstalowanym oprogramowaniem wizualizacyjnym. Program PDM służy do wizualizacji przetworzonych danych do postaci graficznej w trybie rzeczywistym. Do wizualizacji danych archiwalnych do celów kontrolnych i serwisowych służy program DAM (z ang. *Data Analysis Module*).

Powstałe obrazy przedstawiają zlokalizowane wyładowania atmosferyczne zarejestrowane przez system. Oba programy bazują na programie MapInfo, w którym zdefiniowany jest System Informacji Geograficznej GIS niezbędny do wizualizacji lokalizacji wyładowań. Program MapInfo pozwala na dodawanie dowolnych warstw (podkładów), dzięki którym możliwa jest szczegółowa analiza wyładowań na wybranym obszarze (zlewnia, województwo, gmina, miasto,...itp). Aktualnie terminale użytkownika znajdują się we wszystkich Biurach Prognoz IMGW, usprawniając i ułatwiając pracę synoptyków, tj. w : Warszawie (Ośrodek Główny IMGW i lotnisko Okęcie), Białymstoku, Gdyni, Szczecinie, Poznaniu, Wrocławiu i Krakowie. [1]

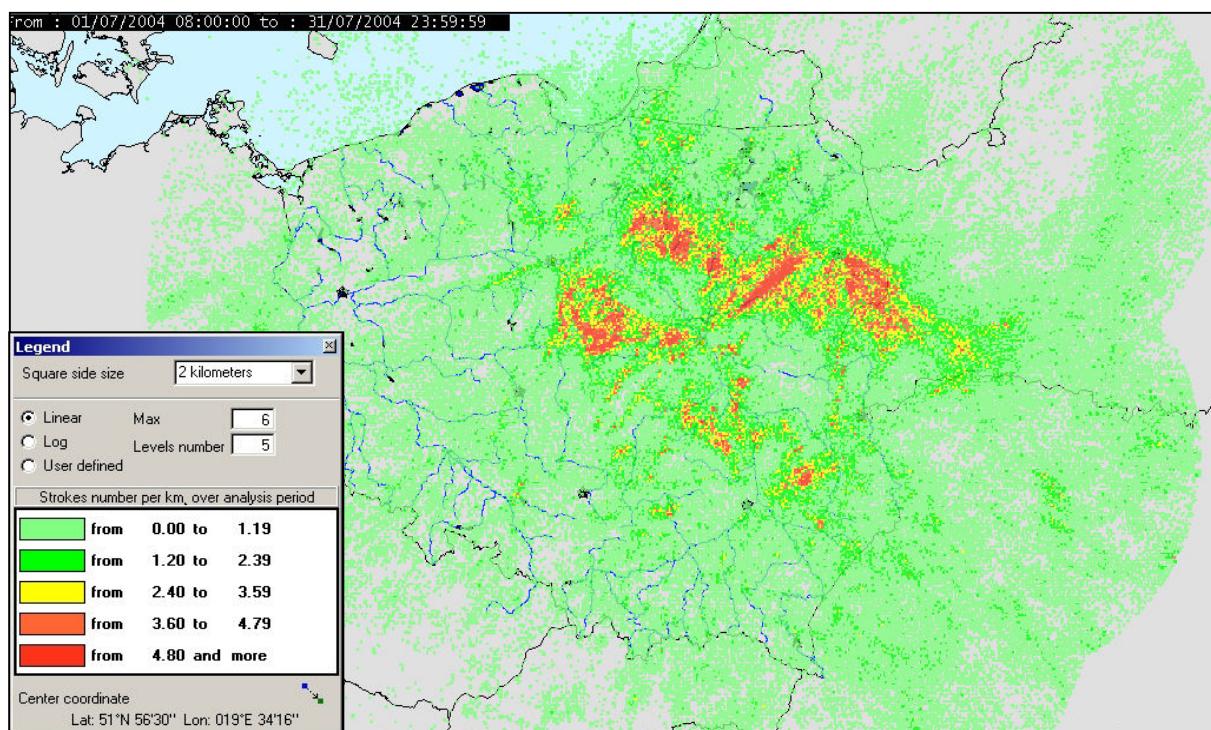
Aplikacje zainstalowane na terminalu użytkownika umożliwiają:

- Wyświetlanie danych o lokalizacji wyładowań w czasie rzeczywistym z jednoczesną dyskryminacją typu wyładowań. Dzięki temu można wyświetlać tylko wyładowania chmurowe (rys. 47 - kropki i kreski), tylko doziemne (rys. 47 – kółka, z zaznaczoną wewnętrz kółka polaryzacją wyładowań), lub oba typy wyładowań jednocześnie. Kolorami kodowany jest czas wystąpienia poszczególnych wyładowań, przy czym każdy kolor oznacza odrębny przedział czasowy. Granice tego przedziału można zmieniać w zakresie od 1 minuty do 4 godzin, dzięki temu na ekranie otrzymujemy obraz odpowiadający sytuacji burzowej za okres od 6 minut do 24 godzin. Na rys. 47 przedstawiono sytuację burzową obejmującą dzień 9 lipca 2004 roku, w godz. 8.00-24.00 (czasu uniwersalnego UTC).



Rys. 47. Wizualizacja lokalizacji wyładowań atmosferycznych – system PERUN.

- Wyświetlanie informacji o gęstości wyładowań na kilometr kwadratowy w określonym przedziale czasu. W takim wypadku obliczana i ilustrowana graficznie jest ilość wykrytych wyładowań atmosferycznych w danym obszarze, przy czym kolorami kodowana jest intensywność aktywności burzowej w danym obszarze. Na rys. 48 przedstawiona jest gęstość wyładowań atmosferycznych za okres lipca 2004 roku.



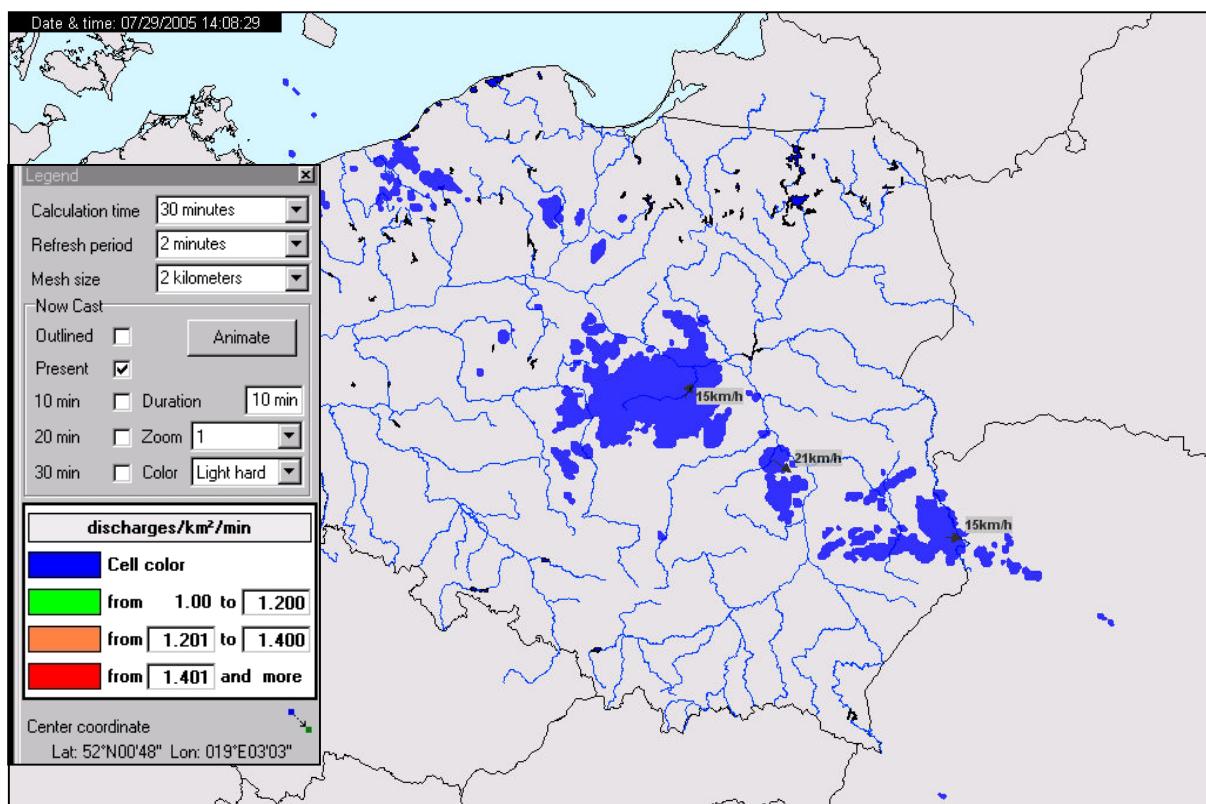
Rys. 48. Wizualizacja gęstości wyładowań – system PERUN.

- Wyświetlanie komórek burzowych z wektorem prędkości dla każdej komórki (o ile można go wyznaczyć). W takim trybie pracy system pokazuje zidentyfikowane, na podstawie aktualnej aktywności piorunowej, komórki burzowe oraz w przypadku ich przemieszczania się obliczony wektor prędkości. Dzięki temu można prognozować, w jakim kierunku będzie się przesuwać dana komórka. Ponadto dzięki wektorowi prędkości można obliczyć czas, jakiego potrzebuje dana komórka burzowa na przesunięcie się do danego obszaru. Kolorami kodowana jest intensywność aktywności burzowej danego obszaru komórki. Na rys. 49 przedstawiono przykład wizualizacji komórek burzowych wraz z wektorem prędkości. Sytuacja odwzorowuje komórki burzowe zarejestrowane w dniu 28 czerwca 2004 roku.

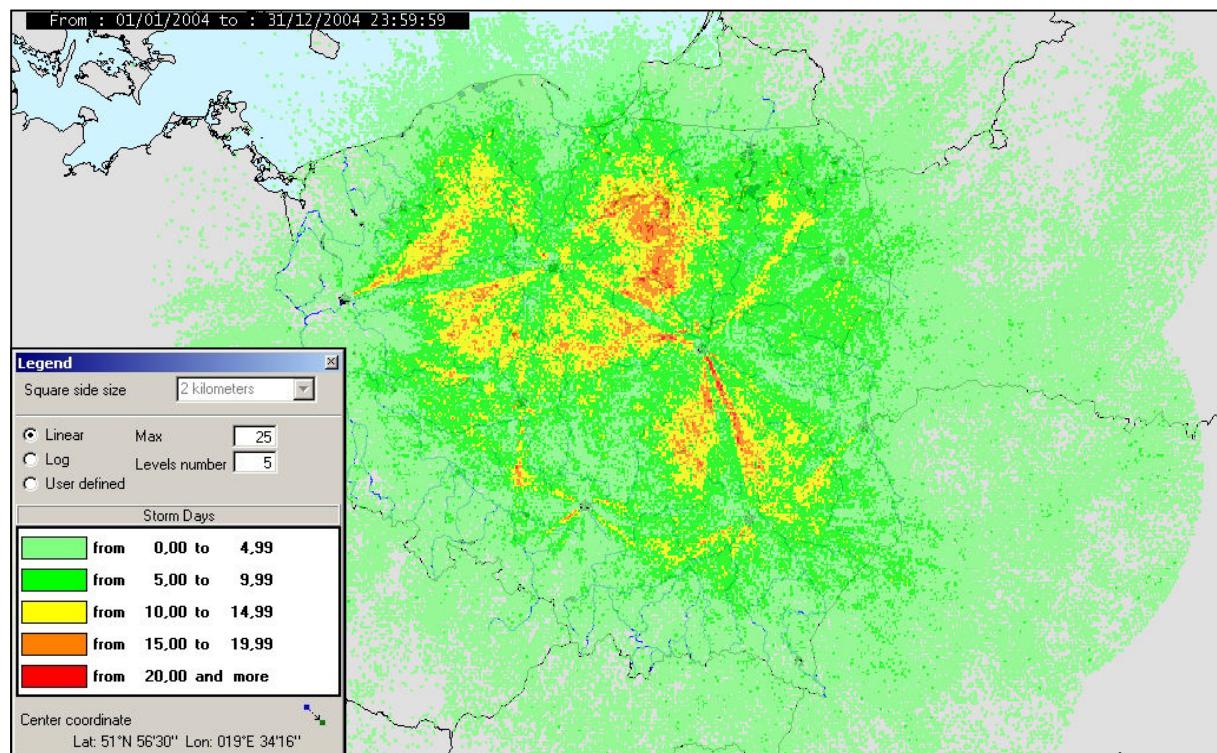
Dodatkowo oprogramowanie systemu PERUN (program DAM) pozwala na generowanie innych produktów takich jak:

Mapy izokeuraniczne - mapy przedstawiające liczbę dni burzowych w danym okresie czasu, zazwyczaj w roku. W odróżnieniu od map generowanych na podstawie obserwacji ze stacji meteorologicznych mapy generowane przez system PERUN dostarczają informacji o

niemal wszystkich wyładowaniach, które wystąpiły na terenie POLSKI. Na rys. 50 przedstawiono mapę izokeuraniczną dla roku 2004.

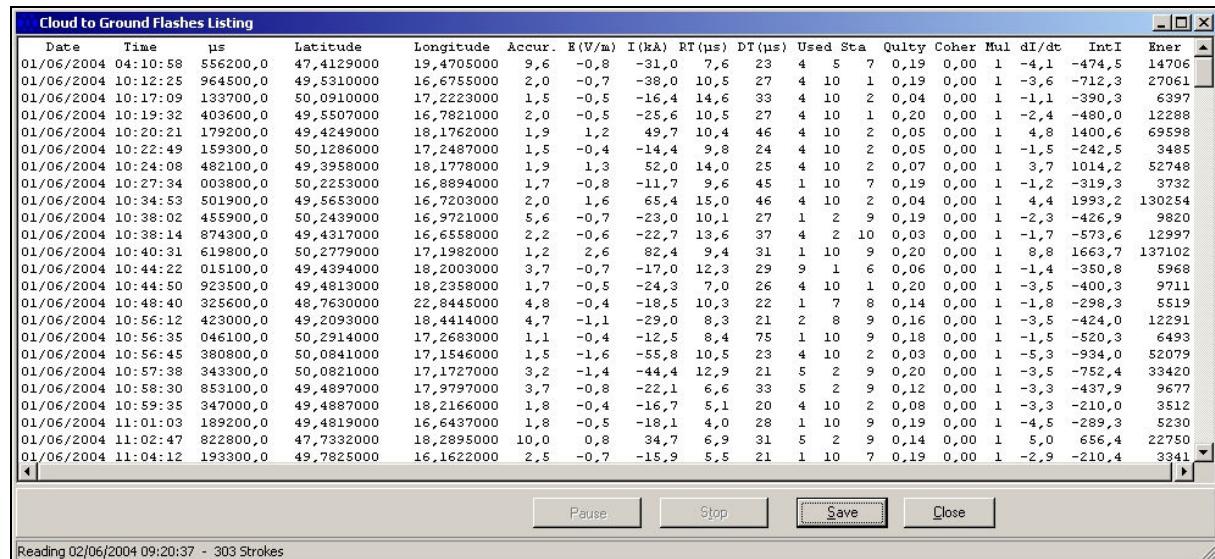


Rys. 49. Wizualizacja komórek burzowych z wektorami prędkości – system PERUN.



Rys. 50. Mapa izokeuraniczna za rok 2004 – system PERUN.

- Listingi dla wyładowań doziemnych (wyładowań zwrotnych). Dzięki nim można uzyskać informacje o obliczonych parametrach wyładowań doziemnych takich jak np.: prąd w kanale wyładowania, polaryzacja, szybkości narastania zbocza impulsu prądowego, krotności wyładowania itp. Przykładowy listing wyładowań doziemnych przedstawia rys. 51.

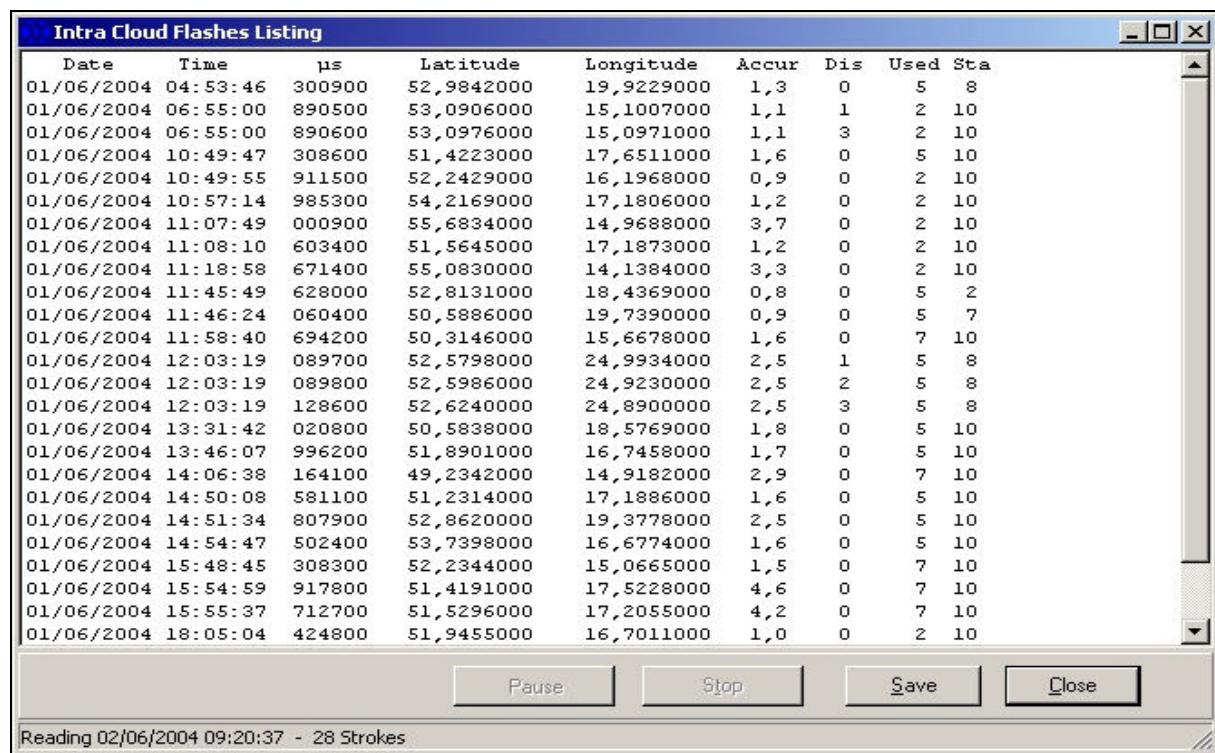


The screenshot shows a software window titled "Cloud to Ground Flashes Listing". The main area is a table with columns: Date, Time, us, Latitude, Longitude, Accur, E(V/m), I(kA), RT(μs), DT(μs), Used, Sta, Quilty, Coher, Hui, dI/dt, IntI, Ener. The table contains numerous rows of data representing lightning strikes. At the bottom of the window are buttons for Pause, Stop, Save, and Close, along with a status message: "Reading 02/06/2004 09:20:37 - 303 Strokes".

Date	Time	us	Latitude	Longitude	Accur	E(V/m)	I(kA)	RT(μs)	DT(μs)	Used	Sta	Quilty	Coher	Hui	dI/dt	IntI	Ener	
01/06/2004	04:10:58	5562000,0	47,4129000	19,4705000	9,6	-0,8	-31,0	7,6	23	4	5	7	0,19	0,00	1	-4,1	-474,5	14706
01/06/2004	10:12:25	9645000,0	49,5310000	16,6755000	2,0	-0,7	-38,0	10,5	27	4	10	1	0,19	0,00	1	-3,6	-712,3	27061
01/06/2004	10:17:09	1337000,0	50,0910000	17,2223000	1,5	-0,5	-16,4	14,6	33	4	10	2	0,04	0,00	1	-1,1	-390,3	6397
01/06/2004	10:19:32	4036000,0	49,5507000	16,7821000	2,0	-0,5	-25,6	10,5	27	4	10	1	0,20	0,00	1	-2,4	-480,0	12288
01/06/2004	10:20:21	1792000,0	49,4249000	18,1762000	1,9	1,2	49,7	10,4	46	4	10	2	0,05	0,00	1	4,8	1400,6	69598
01/06/2004	10:22:49	1593000,0	50,1286000	17,2487000	1,5	-0,4	-14,4	9,8	24	4	10	2	0,05	0,00	1	-1,5	-242,5	3485
01/06/2004	10:24:08	4821000,0	49,3958000	18,1778000	1,9	1,3	52,0	14,0	25	4	10	2	0,07	0,00	1	3,7	1014,2	52748
01/06/2004	10:27:34	0038000,0	50,2253000	16,8894000	1,7	-0,8	-11,7	9,6	45	1	10	7	0,19	0,00	1	-1,2	-319,3	3732
01/06/2004	10:34:53	5019000,0	49,5653000	16,7203000	2,0	1,6	65,4	15,0	46	4	10	2	0,04	0,00	1	4,4	1998,2	130254
01/06/2004	10:38:02	4559000,0	50,2439000	16,9721000	5,6	-0,7	-23,0	10,1	27	1	2	9	0,19	0,00	1	-2,3	-426,9	9820
01/06/2004	10:38:14	8743000,0	49,4317000	16,6558000	2,2	-0,6	-22,7	13,6	37	4	2	10	0,03	0,00	1	-1,7	-573,6	12997
01/06/2004	10:40:31	6198000,0	50,2779000	17,1982000	1,2	2,6	82,4	9,4	31	1	10	9	0,20	0,00	1	8,8	1663,7	137102
01/06/2004	10:44:22	0151000,0	49,4394000	18,2003000	3,7	-0,7	-17,0	12,3	29	9	1	6	0,06	0,00	1	-1,4	-350,8	5968
01/06/2004	10:44:50	9235000,0	49,4819000	18,2358000	1,7	-0,5	-24,3	7,0	26	4	10	1	0,20	0,00	1	-3,5	-400,3	9711
01/06/2004	10:48:40	3256000,0	48,7630000	22,8445000	4,8	-0,4	-18,5	10,3	22	1	7	8	0,14	0,00	1	-1,8	-298,3	5519
01/06/2004	10:56:12	4230000,0	49,2093000	18,4414000	4,7	-1,1	-29,0	8,3	21	2	8	9	0,16	0,00	1	-3,5	-424,0	12291
01/06/2004	10:56:35	0461000,0	50,2914000	17,2683000	1,1	-0,4	-12,5	8,4	75	1	10	9	0,18	0,00	1	-1,5	-520,3	6493
01/06/2004	10:56:45	3808000,0	50,0841000	17,1546000	1,5	-1,6	-55,8	10,5	23	4	10	2	0,03	0,00	1	-5,3	-934,0	52079
01/06/2004	10:57:38	3433000,0	50,0821000	17,1727000	3,2	-1,4	-44,4	12,9	21	5	2	9	0,20	0,00	1	-3,5	-752,4	33420
01/06/2004	10:58:30	8531000,0	49,4897000	17,9797000	3,7	-0,8	-22,1	6,6	33	5	2	9	0,12	0,00	1	-3,3	-437,9	9677
01/06/2004	10:59:35	3470000,0	49,4887000	18,2166000	1,8	-0,4	-16,7	5,1	20	4	10	2	0,08	0,00	1	-3,3	-210,0	3512
01/06/2004	11:01:03	1892000,0	49,4819000	16,6437000	1,8	-0,5	-18,1	4,0	28	1	10	9	0,19	0,00	1	-4,5	-289,3	5230
01/06/2004	11:02:47	8228000,0	47,7332000	18,2895000	10,0	0,8	34,7	6,9	31	5	2	9	0,14	0,00	1	5,0	656,4	22750
01/06/2004	11:04:12	1933000,0	49,7825000	16,1622000	2,5	-0,7	-15,9	5,5	21	1	10	7	0,19	0,00	1	-2,9	-210,4	3341

Rys. 51. Listing danych dla wyładowań doziemnych – system PERUN.

- Listingi dla wyładowań chmurowych. Zawierają podstawowe informacje jak położenie wyładowania, czas wystąpienia, numery stacji detekcji, które wykryły dane wyładowanie. Przykładowy listing danych dla wyładowań chmurowych przedstawia rys. 52.

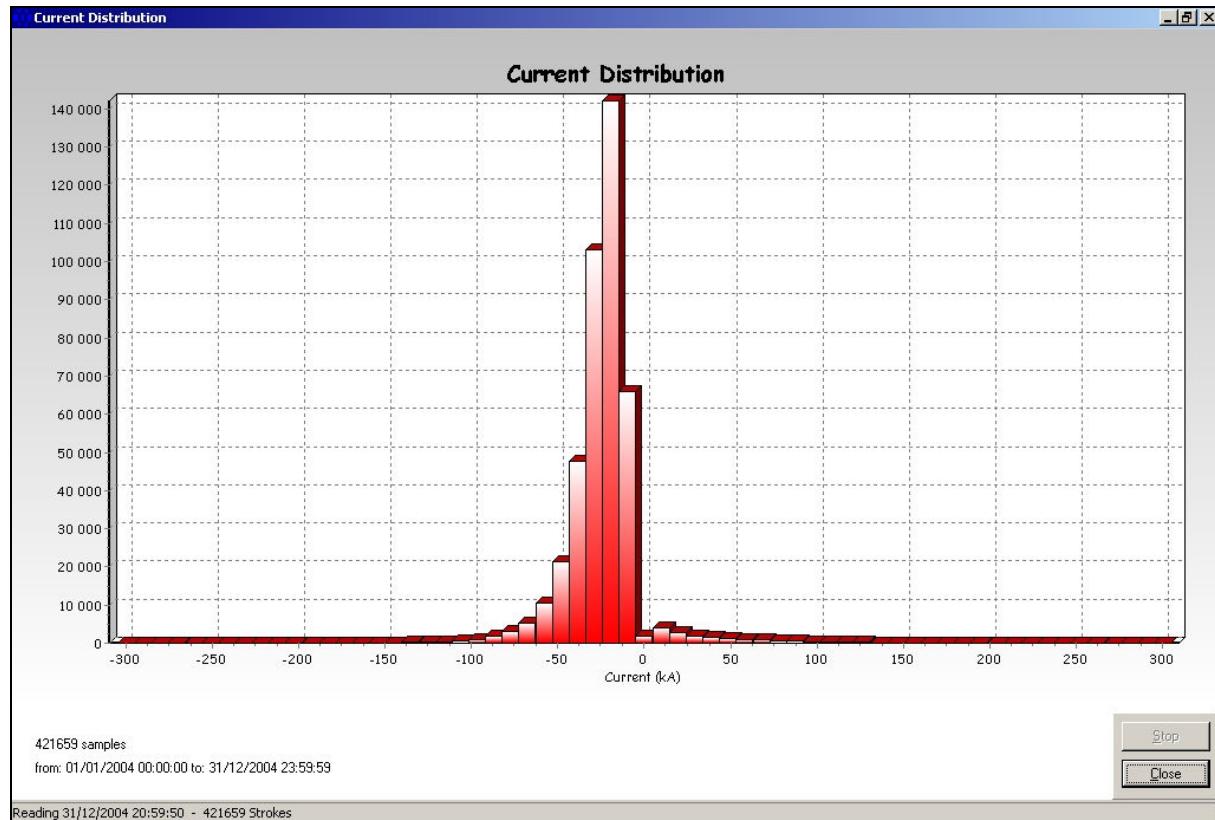


The screenshot shows a software window titled "Intra Cloud Flashes Listing". The main area is a table with columns: Date, Time, us, Latitude, Longitude, Accur, Dis, Used, Sta. The table contains numerous rows of data representing lightning strikes. At the bottom of the window are buttons for Pause, Stop, Save, and Close, along with a status message: "Reading 02/06/2004 09:20:37 - 28 Strokes".

Date	Time	us	Latitude	Longitude	Accur	Dis	Used	Sta
01/06/2004	04:53:46	300900	52,9842000	19,9229000	1,3	0	5	8
01/06/2004	06:55:00	890500	53,0906000	15,1007000	1,1	1	2	10
01/06/2004	06:55:00	890600	53,0976000	15,0971000	1,1	3	2	10
01/06/2004	10:49:47	308600	51,4223000	17,6511000	1,6	0	5	10
01/06/2004	10:49:55	911500	52,2429000	16,1968000	0,9	0	2	10
01/06/2004	10:57:14	985300	54,2169000	17,1806000	1,2	0	2	10
01/06/2004	11:07:49	000900	55,6834000	14,9688000	3,7	0	2	10
01/06/2004	11:08:10	603400	51,5645000	17,1873000	1,2	0	2	10
01/06/2004	11:18:58	671400	55,0830000	14,1384000	3,3	0	2	10
01/06/2004	11:45:49	628000	52,8131000	18,4369000	0,8	0	5	2
01/06/2004	11:46:24	060400	50,5886000	19,7390000	0,9	0	5	7
01/06/2004	11:58:40	694200	50,3146000	15,6678000	1,6	0	7	10
01/06/2004	12:03:19	089700	52,5798000	24,9934000	2,5	1	5	8
01/06/2004	12:03:19	089800	52,5986000	24,9230000	2,5	2	5	8
01/06/2004	12:03:19	128600	52,6240000	24,8900000	2,5	3	5	8
01/06/2004	13:31:42	020800	50,5838000	18,5769000	1,8	0	5	10
01/06/2004	13:46:07	996200	51,8901000	16,7458000	1,7	0	5	10
01/06/2004	14:06:38	164100	49,2342000	14,9182000	2,9	0	7	10
01/06/2004	14:50:08	581100	51,2314000	17,1886000	1,6	0	5	10
01/06/2004	14:51:34	807900	52,8620000	19,3778000	2,5	0	5	10
01/06/2004	14:54:47	502400	53,7398000	16,6774000	1,6	0	5	10
01/06/2004	15:48:45	308300	52,2344000	15,0665000	1,5	0	7	10
01/06/2004	15:54:59	917800	51,4191000	17,5228000	4,6	0	7	10
01/06/2004	15:55:37	712700	51,5296000	17,2055000	4,2	0	7	10
01/06/2004	18:05:04	424800	51,9455000	16,7011000	1,0	0	2	10

Rys. 52. Listing danych dla wyładowań chmurowych – system PERUN.

- Histogramy prądów w kanałach wyładowań doziemnych (wyładowań zwrotnych). Przedstawiają rozkład wartości prądów w kanałach wyładowań doziemnych w postaci słupków odpowiadających poszczególnym wielkościom prądu. Na rys. 53 pokazano przykładowy histogram prądów w kanale wyładowań doziemnych.



Rys. 53. Histogram prądów w kanałach wyładowań doziemnych w 2004 roku – system PERUN.

Poza wymienionymi powyżej produktami oprogramowanie systemu PERUN umożliwia generowanie produktów służących do oceny poprawności aktualnej pracy systemu. Tego typu produkty są generowane okresowo i dostępne dla administratora systemu do celów kontrolnych.

5.2.9. Systemy serii TS x000.

W końcu ubiegłego wieku na świecie istniały dwie główne firmy produkujące systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Pierwszą z nich była francuska firma Dimensions S.A. z siedzibą w Aix-en-Provence na południu Francji, produkująca system SAFIR. Drugą była amerykańska firma Global Atmospheric, Inc. (GAI) z siedzibą w Tucson w Arizonie. GAI powstała w wyniku połączenia trzech firm Lightning Location and Protection (LLP), GeoMet Data Services (GDS) i Atmospheric Research System (ARSI). GAI była firmą dostarczającą najwięcej systemów detekcji na świecie, produkowała systemy typu LPATS i IMPACT skupiając się na detekcji wyładowań doziemnych. [3, 173]]

W lutym 2000 roku firma Dimensions została przejęta przez potentata na rynku producentów urządzeń meteorologicznych – fińską firmę VAISALA. Ten sam los spotkał w marcu 2002 roku firmę GAI. W wyniku tych przejęć VAISALA skupiła w jednym ręku wszystkich ważniejszych producentów systemów detekcji, a wraz z nimi produkcję kilku odmiennych systemów. W związku z tym postanowiono rozpocząć prace nad integracją produkowanych systemów i opracowaniem systemu komplementarnego łączącego zalety poszczególnych systemów. [173]



Rys. 54 Stacja detekcji LS 8000.
[176]

W rezultacie prac integrujących systemy produkowane dawniej przez Dimensions (SAFIR) i GAI (IMPACT i LPATS) opracowano dwa nowe systemy detekcji bazujące na połączonej technologii i technikach detekcji swoich poprzedników. Obecnie VAISALA oferuje dwa systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych: TS 7000 i TS 8000 (TS oznacza z ang. Thunderstorm System). System TS 7000 został zaprojektowany i zoptymalizowany z myślą o użytkownikach zainteresowanych głównie lub wyłącznie wyładowaniami doziemnymi. Należą do nich firmy z branż m.in.: energetycznej, telekomunikacyjnej, leśnictwa. System TS 8000 został zaprojektowany z myślą o użytkownikach zainteresowanych danymi o całkowitej aktywności piorunowej. Obszar zastosowań systemu TS 8000 to m.in.: meteorologia, lotnictwo, hydrologia, loty kosmiczne oraz zastosowania wojskowe. W tab. 3 zebrano podstawowe informacje dotyczące bazowych

konfiguracji systemów TS 7000 i TS 8000. Tabela składa się z trzech części tj.: rodzaj stacji detekcji, rodzaj jednostek centralnych i terminali użytkownika. Podstawowa konfiguracja systemu TS 8000 składa się z sieci stacji detekcji LS 8000 (z ang. *Lightning Sensor*), jednostki centralnej CP 8000 (z ang. *Central Processor*), jednostki centralnej - modułu archiwizacji danych AP 5000 (z ang. *Archive Processor*), terminala PDM (z ang. *Processing*

and Display Module), czyli modułu przetwarzania danych w czasie rzeczywistym oraz terminala DAM (z ang. *Data and Analysis Module*), czyli modułu przetwarzania danych archiwalnych. Dla systemu TS 7000 odpowiednio – sieć stacji detekcji LS 7000, CP 7000, AP 5000, PDM oraz FALLS (z ang. *Fault Analysis and Lightning Location System*). Nowe systemy zostały opracowane także z myślą o modernizacji istniejących systemów detekcji, np.: w przypadku systemu PERUN możliwa jest modernizacja systemu bez zmiany jednostki centralnej, polegająca na powiększeniu sieci pomiarowej dzięki zastosowaniu czujników LS 7500. W przypadku dołączania stacji detekcji innych typów konieczna jest zmiana istniejącej jednostki centralnej. Poza tym poszczególne typy stacji były projektowane z myślą o redundancji w istniejących sieciach lub też możliwości modernizacji istniejących sieci tak by wykrywały wyładowania wszystkich typów. Na przykład w przypadku sieci nastawionych dotychczas na lokalizację wyładowań doziemnych dołączenie odpowiedniej ilości czujników LS 7200 umożliwia wykrywanie przez system także wyładowań chmurowych.

Nowo powstałe stacje detekcji łączą zalety istniejących wcześniej stacji detekcji głównie systemów: SAFIR i IMPACT. Stacje detekcji w zakresie detekcji i lokalizacji chmurowych wyładowań atmosferycznych wykorzystują rozwiązania wypracowane w systemie SAFIR, a więc interferometrię w paśmie VHF (technika znajdowania kierunku). Natomiast stacje wykrywające wyładowania doziemne wykorzystują doświadczenia nabyte przy budowie czujników IMPACT ESP. W sensorach LS 8000 i LS 7500 połączono te techniki, dzięki czemu są jedynymi obecnie oferowanymi czujnikami wykrywającymi wszystkie wyładowania. Jednostki centralne różnią się głównie rodzajem obsługiwanych stacji detekcji. Jednostka centralna CP 8000 obsługuje w czasie rzeczywistym wszystkie rodzaje stacji detekcji z obecnej oferty oraz starsze stacje różnych typów pracujących tak w paśmie VHF jak i LF. Są to m.in.: SAFIR 3000, LPATS III, LPATS IV, IMPACT ES, IMPACT ESP i inne. Natomiast CP 7000 współpracuje tylko ze stacjami detekcji pracującymi w paśmie LF tak z obecnej oferty jak i starszych typów jak np.: IMPACT, LPATS. Jednostka AP 5000 służy głównie do archiwizacji danych oraz do przygotowania danych dla terminali użytkownika pracujących na danych archiwalnych. Serwer FALLS służy do zarządzania danymi historycznymi i dystrybuowaniem ich do użytkowników końcowych pracujących na terminalu FALLS Client.

Tab. 3. Zestawienie danych dla systemów bazowych serii TS x000. [177]

System	TS 7000		TS 8000			
STACJE DETEKCJI						
Typ bazowej stacji detekcji	LS 5000 ⁽¹⁾	LS 7000 ⁽¹⁾	LS 7200	LS 7500	LS 8000	
Sposób detekcji	TOA ⁽²⁾	DF i TOA ⁽³⁾	IVHF ⁽⁴⁾	IVHF i TOA	IVHF, DF i TOA	
Typ wykrywanych wyładowań	CG ⁽⁵⁾	CG, CL ⁽⁶⁾	CL	CG, CL	CG, CL	
Skuteczność detekcji	> 90 %	> 90 % (CG) 5-30 % (CL)	> 90 %	> 90 %	> 90 %	
Średnia dokładność lokalizacji	500 m	500 m	1000m	500 m	500 m	
Możliwość modernizacji	LS 7000, LS 7500, LS 8000	LS 8000	LS 7500, LS 8000	LS 8000	-	
JEDNOSTKI CENTRALNE						
Typ bazowej jednostki centralnej	FALLS Server	AP 5000	CP 7000	FALLS Server	AP 5000	CP 8000
Platforma systemowa	UNIX	UNIX	UNIX	UNIX	UNIX	UNIX
Typ przetwarzanych danych	DF, TOA	DF, TOA, IVHF	DF, TOA	DF, TOA	DF, TOA, IVHF	DF, TOA, IVHF
TERMINALE UŻYTKOWNIKA						
Typ terminala	FALLS Client	PDM	DAM	FALLS Client	PDM	DAM
Platforma systemowa	Windows	Windows	Windows	Windows	Windows	Windows
Główne zastosowanie	Analiza CG	Analiza CG, CL	Analiza CG, CL	Analiza CG	Analiza CG, CL	Analiza CG, CL
Typ przetwarzanych danych	Archiwalne	On-line	Archiwalne	Archiwalne	On-line	Archiwalne
UWAGI:						
(1) Stacje LS 7000 i LS 5000 mogą być stosowane także w systemie TS 8000 (2) DF – technika znajdowania kierunku (z ang. direction finding) (3) TOA – technika czasu przybycia (z ang. time of arrival) (4) IVHF technika interferometrii w paśmie VHF (5) CG – wyładowania doziemne (z ang. cloud-to-ground) (6) CL – wyładowania chmurowe (z ang. cloud discharge), obejmują wyładowania chmura-chmura, wewnętrzchmurowe, chmura-powietrze						

5.3. Systemy satelitarne.

Historia wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych z orbity okoziemskiej liczy sobie już prawie 40 lat. Pierwsze obserwacje satelitarne miały miejsce w połowie lat 60-tych ubiegłego wieku. Bazowały one na pracy detektorów elektromagnetycznych fal radiowych. Następnie, pod koniec lat 60-tych XX wieku rozpoczęto próby z detektorami optycznymi. Od tego momentu NASA (z ang. *National Aeronautics and Space Administration*) rozpoczęła i przeprowadziła kilka różnych programów mających na celu zbadanie możliwości wykrywania wyładowań z satelitów. Od połowy lat 90-tych XX wieku rozpoczęto eksploatację jednopunktowych, operacyjnych systemów wykrywających i lokalizujących wyładowania atmosferyczne bazujące na pomiarach satelitarnych.

Obecnie wykrywanie i lokalizacja piorunów z poziomu satelitów okoziemskich bazuje na dwóch podstawowych technikach [96, 178]:

1. Detekcja promieniowania optycznego.

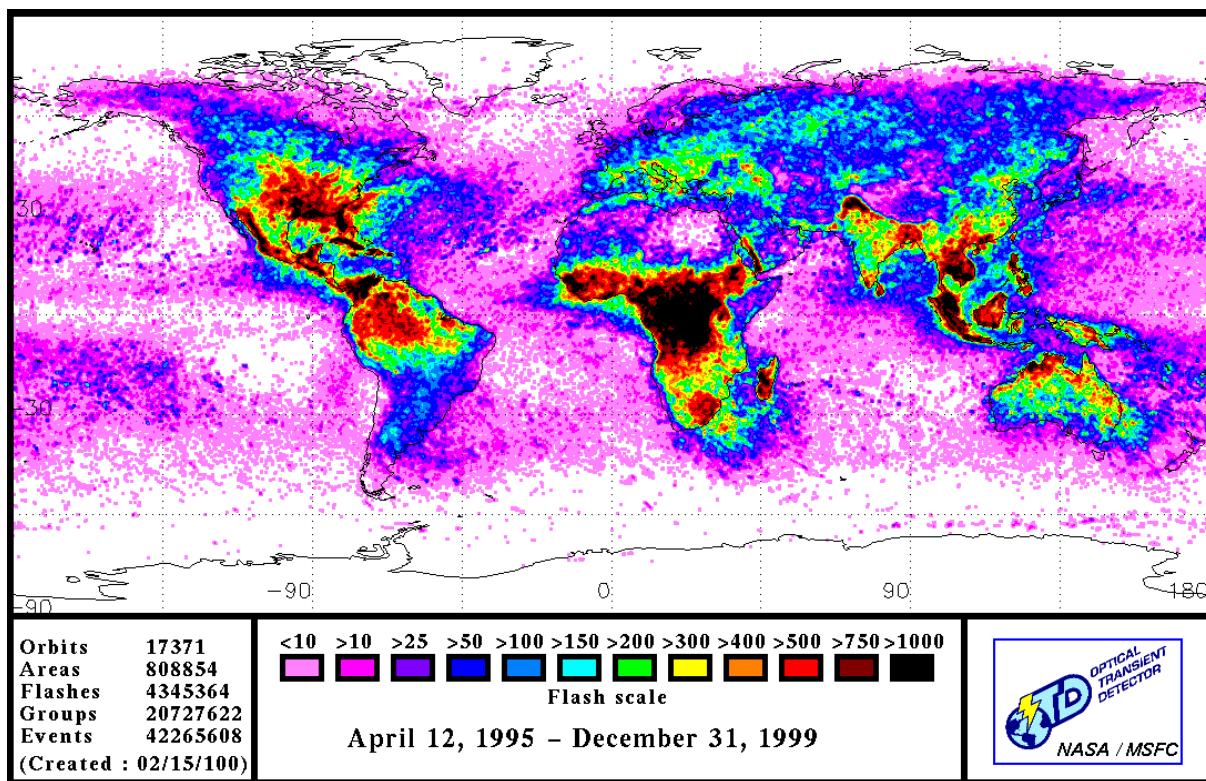
- *Zalety:* prostota pomiaru, sprawdzona i niezawodna technologia w przypadku pracy operacyjnej.
- *Wady:* duża niepewność pomiaru, brak możliwości wyznaczania charakterystyk (parametrów) wyładowania atmosferycznego, brak możliwości dyskryminacji pomiędzy wyładowaniami różnych typów.

2. Detekcja promieniowania radiowego.

- *Zalety:* przenikanie sygnałów elektromagnetycznych przez chmury, możliwość dyskryminacji ze względu na rodzaj wyładowania, możliwość określania długości kanału wyładowania, stała i jednolita skuteczność detekcji.
- *Wady:* słabe natężenie sygnałów odbieranych przez detektory satelitarne, konieczność umieszczenia na orbicie rozbudowanych anten, interferencja sygnałów pochodzących od wyładowań atmosferycznych i innych źródeł promieniowania elektromagnetycznego.

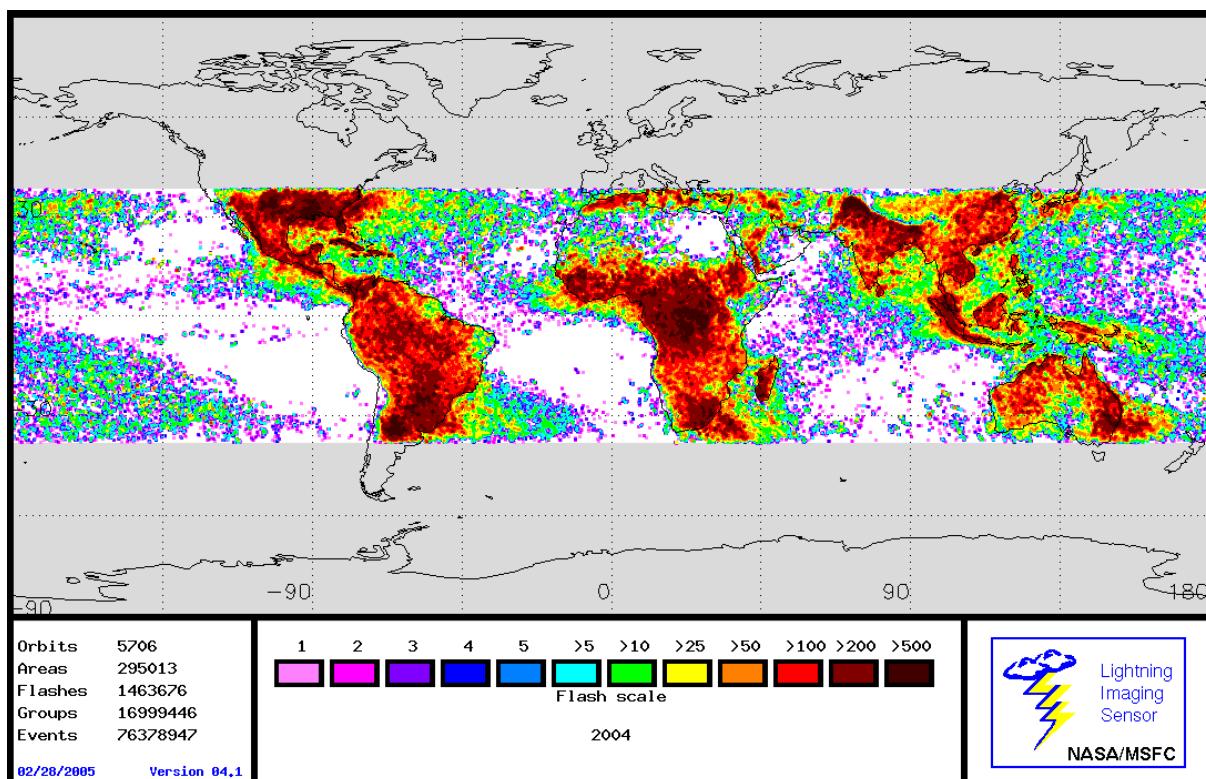
Pierwszym „optycznym” czujnikiem do systematycznej obserwacji wszystkich rodzajów wyładowań atmosferycznych był czujnik optycznego wykrywania zjawisk chwilowych - OTD (z ang. *Optical Transient Detector*) [180]. Został on wyniesiony na orbitę ziemską w dniu 3 kwietnia 1995 roku na pokładzie rakiety Pegasus, jako część satelity MicroLab-1. Pracował on na satelicie okrążającym Ziemię na wysokości 740 km z inklinacją 70 stopni względem równika. Jego nazwa nawiązuje do zdolności wykrywania i obserwacji

chwilowych zmian obrazu optycznego z możliwością określania miejsc wystąpienia wyładowań. Główną zaletą OTD, w stosunku do poprzednich generacji czujników, była możliwość obserwacji wyładowań zarówno w dzień jak i w nocy. Poprzednie generacje czujników mogły wykrywać wyładowania atmosferyczne tylko nocą. Poza tym w stosunku do swoich poprzedników OTD odznaczał się wyższą skutecznością detekcji i wyższą przestrzenną rozdzielcością prowadzonych obserwacji. Elementem centralnym sensora był czujnik optyczny podobny w działaniu do kamery telewizyjnej, ale unikalny dzięki konstrukcji i przeznaczeniu. Podobnie jak kamera telewizyjna posiadał system soczewek, układ detektorów oraz elektronikę niezbędną do przetworzenia rejestrowanych danych do bardziej użytecznej postaci. Cały czujnik ważył około 18 kg przy ciężarze całego satelity około 75 kg. Wysokość orbity, na której został umieszczony czujnik OTD oraz ogniskowa systemu soczewek pozwalały na jednoczesną obserwację na powierzchni Ziemi obszaru o wymiarach 1300x1300 km. W rezultacie otrzymywano obraz o rozdzielcości 128x128 pikseli, dzięki czemu osiągano rozdzielcość przestrzenną ok. 10 km. Rozdzielcość czasowa wynosiła ok. 2 ms. Szacowana skuteczność detekcji wynosiła od ok. 40% do ok. 65 %. Zaprojektowany z myślą o dwuletnich pomiarach przebywał na orbicie do 23 marca 2000 roku. Więcej informacji o OTD można znaleźć na stronie internetowej NASA: <http://thunder.nsstc.nasa.gov/otd/> oraz m.in. w [180, 181, 182].



Rys. 55. Wyładowania atmosferyczne zarejestrowane przez OTD od 12 kwietnia 1995 do 31 grudnia 1999. [179]

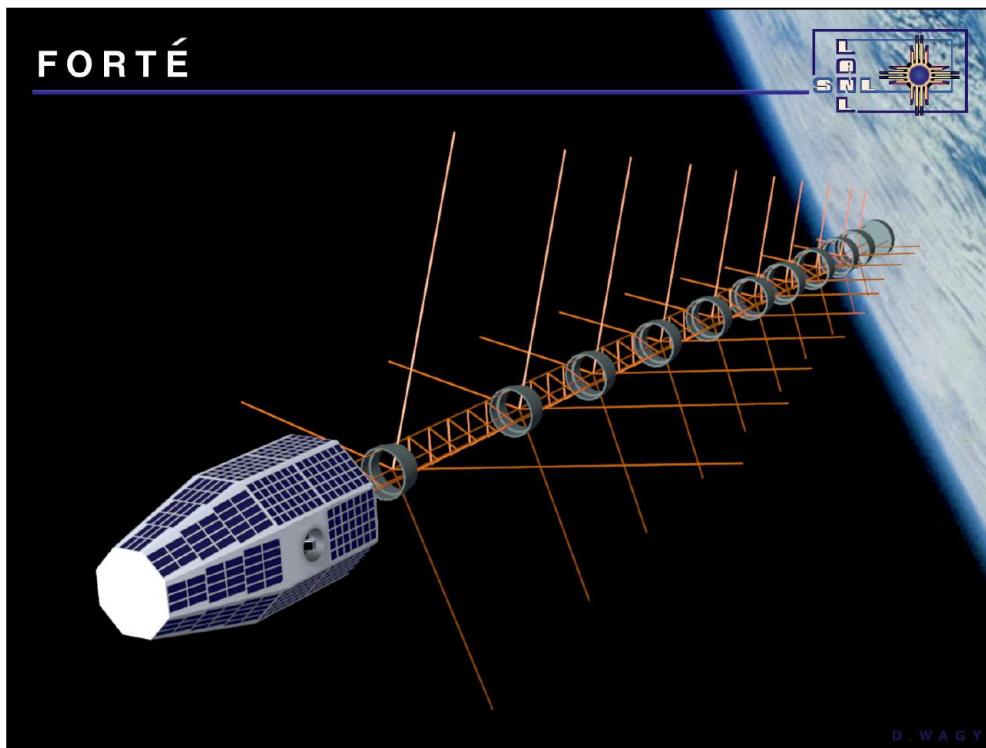
Następcą sensora OTD był optyczny czujnik obrazowania wyładowań LIS (z ang. *Ligghtning Imaging Sensor*). Został zaprojektowany głównie do badania zmienności rozkładu całkowitej aktywności piorunowej (wyładowań chmurowych i doziemnych) w obszarach tropikalnych. Został wyniesiony na orbitę 28 listopada 1997 roku na pokładzie satelity TRMM (z ang. *Tropical Rainfall Measuring Mission*) [183]. Satelita TRMM porusza się na wysokości 350 km, przy inklinacji 30 stopni względem równika. Czujnik składa się z optycznego elementu wizualizującego, zoptymalizowanego do wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych przy rozdzielczości przestrzennej od ok. 4 do ok. 7 km. Obszar jednocześnie pokrywany przez czujnik wynosi na powierzchni Ziemi 600x600 km. Satelita TRMM przemieszcza się z prędkością 7 km na sekundę, dlatego maksymalny czas obserwacji danego punktu wynosi 90 sekund. Jest to czas wystarczający do oszacowania całkowitej aktywności burzowej. LIS rejestruje czas wystąpienia wyładowania, wypromienowaną energię oraz lokalizację wyładowania. Dzięki zaawansowanym technikom przetwarzania obrazu LIS rejestruje wyładowania także w dzień, dzięki czemu osiąga około 90 % skuteczności detekcji. Dane z sensora służą głównie do badań zjawisk mezoskalowych takich jak: konwekcja, dynamika i mikrofizyka burz. Więcej informacji o LIS można znaleźć m.in. w [183, 184, 185] oraz na stronach internetowych NASA: <http://thunder.nsstc.nasa.gov/lis/> i http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/lis.html.



Rys. 56. Wyładowania atmosferyczne zarejestrowane w 2004 roku przez LIS. [186]

Dane z czujników OTD i LIS były porównywane z pomiarami naziemnymi głównie z amerykańskiej sieci NLDN (z ang. *National Lightning Detection Network*) [180, 184]. Same czujniki były sprawdzane w różnych eksperymentach tak przed wyniesieniem na orbitę jak i podczas pracy na orbicie. Obecnie trwają prace nad kolejną generacją satelitarnych czujników optycznych w ramach projektu NASA – obrazowania aktywności wyładowań atmosferycznych LMS (z ang. *Lightning Mapper Sensor*) [187].

W dniu 29 sierpnia 1997 roku został wyniesiony na orbitę satelita FORTE (z ang. *Fast Onboard Recording of Transient Events*) na pokładzie, którego zamontowano zarówno detektory optyczne jak i elektromagnetyczne [188]. FORTE powstał w wyniku kilkuletnich badań i współpracy krajowego laboratorium Los Alamos LANL (z ang. *Los Alamos National Laboratory*) oraz krajowego laboratorium Sandia SNL (z ang. *Sandia National Laboratory*). Głównym celem projektu było opracowanie detektora do celów naukowych badań wyładowań



Rys. 57. Satelita FORTE. [189]

atmosferycznych oraz do badania jonosfery i cele wojskowe. FORTE pracuje na orbicie o wysokości 825 km i inklinacji 70 stopni w stosunku do równika. Na pokładzie satelity FORTE zamontowano następujące detektory:

- Szerokopasmowy odbiornik VHF (detekcja promieniowania radiowego) zaprojektowany i zbudowany w LANL. Składa się z dwóch niezależnych odbiorników o szerokości pasma 22 MHz. Zakres rejestrowanych częstotliwości 26-300 MHz. Do wykrywania wyładowań

stosuje się zazwyczaj pasma 26-48 MHz oraz 118-140 MHz. Dane są próbkiowane sygnałem o częstotliwości 50 MHz.

- Szerokopasmowa fotodioda (detekcja promieniowania optycznego), zaprojektowana i zbudowana przez SNL. Pracuje w paśmie podczerwonym o długości fali od 400 do 1100 nm, rejestrując fale optyczne podczas 2 ms z rozdzielcością 15 μs. Kąt obserwacji wynosi około 80 stopni, co odpowiada obszarowi obserwacji na powierzchni Ziemi o rozmiarach 1200x1200 km.
- Wąskopasmowa matryca CCD (detekcja promieniowania optycznego), zaprojektowana i zbudowana przez SNL. Matryca o rozmiarach 128x128 pikseli pracująca na fali o długości 777,6 nm. Jeden piksel odpowiada obszarowi obserwacji na powierzchni Ziemi o rozmiarach 10x10 km.

Czujniki optyczne zostały opracowane z wykorzystaniem doświadczeń nabytych przy budowie czujników OTD i LIS, przy czym elektronika została opracowana przez SNL. Detektory zainstalowane na satelicie FORTE wykrywają, rejestrują oraz analizują krótkotrwałe sygnały o częstotliwościach radiowych i optycznych, generowane przez wyładowania atmosferyczne, pochodzące z powierzchni Ziemi. Dane uzyskiwane z pomiarów były porównywane z wieloma naziemnymi systemami (niektóre zostały zbudowane specjalnie z myślą o weryfikacji wyników FORTE) takimi jak: NLDN, LASA (z ang. *Los Alamos Sferics Array*), ATD. Dzięki kombinacji technik wykrywających, w paśmie optycznym i radiowym, sygnały elektromagnetyczne pochodzące od wyładowań atmosferycznych możliwa jest dyskryminacja pomiędzy typami wyładowań, a nawet między poszczególnymi etapami danego wyładowania. Więcej informacji o FORTE można znaleźć m.in. w [188, 190, 191] oraz na stronach internetowych: http://nis-www.lanl.gov/nis-projects/forte_science/.

W 1998 roku francuskie Centrum Badań Kosmicznych ONERA rozpoczęła projekt pod nazwą ORAGES (z franc. *Observation Radioélectrique et Analyse Goniométrique des Eclairs par Satellite*) [192]. Celem projektu jest opracowanie i zbudowanie detektora wykrywającego wyładowania atmosferyczne poprzez detekcję fal elektromagnetycznych. Detektor ten ma być wyniesiony na orbitę ziemską we współpracy z francuską agencją lotów kosmicznych CNES (z franc. *Centre National d'Études Spatiales*). Założenia projektu obejmują zagadnienia, według których zbudowany detektor ma za zadanie m.in.:

- Detekcję, lokalizację i próbkiwanie czasowe źródeł fal elektromagnetycznych pochodzących od wyładowań atmosferycznych w paśmie VHF.

- Pole obserwacji 1000x1000 km, przy rozdzielczości przestrzennej lepszej niż 15x15 km.
- Rekonstrukcja kanału wyładowania oparta na lokalizacji serii źródeł spełniających progi czasowe i przestrzenne.
- Szacowanie całkowitej długości kanału wyładowania.
- Dyskryminacja pomiędzy różnymi typami wyładowań oraz fazami poszczególnych wyładowań.

Planuje się, że satelita będzie poruszał się po orbicie na wysokości 750-850 km i inklinacji 20-25 stopni względem równika. Planowany czas pracy czujnika na orbicie wynosi 2 lata. Dla celów projektu do chwili obecnej wykonano kilka prototypów anten (rys. 58). Generalnie sposób i ideologia pomiaru jest podobna jak dla naziemnych, interferometrycznych systemów SAFIR. Prototypowy detektor składa się z pięciu anten rozmieszczonych w układzie gwiazdy. Prototyp układu antenowego pracuje na częstotliwości 120 MHz i ma średnicę 3 metrów. W październiku 2001 roku wykonano próbne pomiary wynosząc prototyp na balonie gondolowym [193]. Pozwoliło to na sprawdzenie poprawności pracy układu antenowego, odbiornika analogowego, przetwarzania sygnałów itp. Główne zadania badawcze dla ORAGES to wykrywanie wszystkich typów wyładowań, a dzięki temu badanie układów konwekcyjnych, badania klimatologiczne, badania produkcji tlenków azotu NO_x, analiza promieniowania elektromagnetycznego generowanego przez wyładowania atmosferyczne.

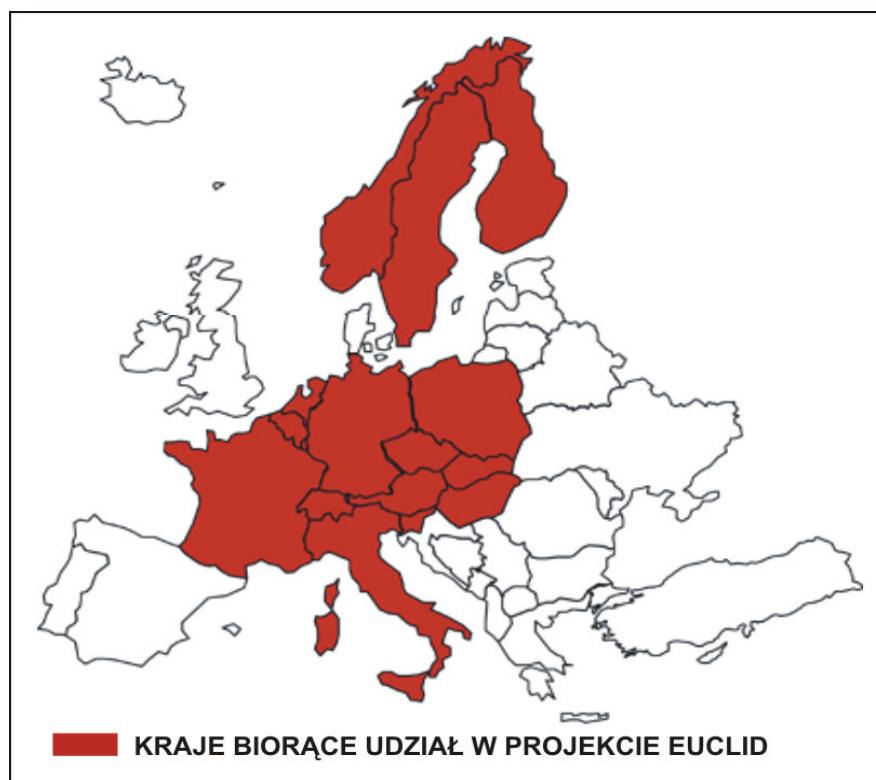


Rys. 58. Sensor ORAGES wyniesiony na gondolowym balonie. [193]

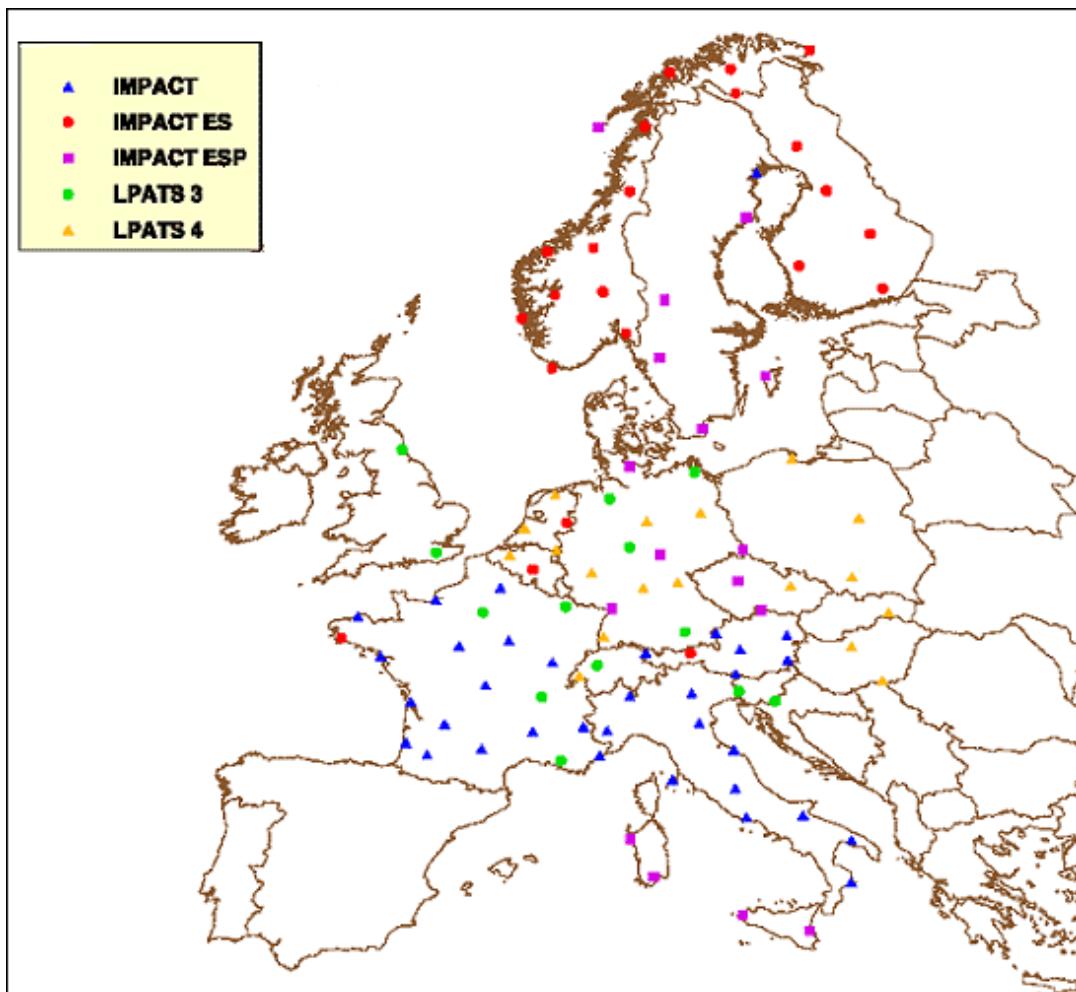
Ostatnie kilkanaście lat przyniosło znaczny postęp w wykrywaniu i lokalizacji wyładowań atmosferycznych z satelitów ziemskich. Dzięki sensorom umieszczonym na orbicie można obserwować aktywność piorunową w skali globalnej. Ma to duże znaczenie zwłaszcza w przypadku obszarów oceanów, gdzie wykrywanie i lokalizacja wyładowań atmosferycznych w przypadku obserwacji naziemnych jest utrudniona. Ostatnie badania pokazują, że najkorzystniejszym sposobem obserwacji jest łączenie technik optycznych i elektromagnetycznego. Kolejne lata powinny przynieść unowocześnienie systemów obserwacyjnych (LMS, ORAGES) przy jednoczesnym poprawieniu parametrów operacyjnych czujników satelitarnych.

5.4. Międzynarodowe sieci systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.

Obecnie na świecie działają dwie duże, międzynarodowe sieci detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych o dużym zasięgu. Pierwsza z nich to działający w krajach europejskich EUCLID (z ang. *European Cooperation for Lightning Detection*) [194], druga to działająca w Ameryce Płn. sieć NALDN (z ang. *North American Lightning Detection Network*) [195]. Obie sieci powstały dzięki współpracy wielu instytucji w różnych krajach w celu dostarczania kompleksowej informacji o wyładowaniach atmosferycznych na terenach Europy i Ameryki Płn.



Rys. 59. Kraje uczestniczące w projekcie EUCLID (na terenie, których znajdują się stacje detekcji) [196].



Rys. 60. Rozmieszczenie stacji detekcji międzynarodowej sieci EUCLID. [197]

Powstała w 2000 roku sieć EUCLID, składa się z innych mniejszych sieci takich jak BLDN (z ang. *Benelux Lightning Detection Network*), CELDN (z ang. *Central European Lightning Detection Network*), NORDLIS, BLIDS i inne. EUCLID jest wynikiem współpracy 13 państw m.in.: Niemiec, Austrii, Francji, Włoch, Norwegii, Szwecji i innych. Państwa na terenie, których znajdują się czujniki systemu są pokazane na rys. 59. Sieci wchodzące w jego skład są zarządzane przez różne instytucje, np.: czujniki znajdujące się na terenie Polski są własnością firmy SIEMENS. Do chwili obecnej EUCLID bazuje na danych pomiarowych pochodzących z 75 czujników różnych typów: IMPACT, IMPACT ES, IMPACT ESP, LPATS III, LPATS IV (rys. 60). Stacje detekcji są synchronizowane dzięki satelitarnemu systemowi GPS. Dane z czujników są wysyłane do dwóch jednostek centralnego przetwarzania danych w: Karlsruhe (BLIDS, Niemcy) oraz Wiedniu (ALDIS, Austria). Dla każdego wyładowania są otrzymywane następujące parametry: czas wystąpienia, pozycja geograficzna (długość i szerokość), prąd w kanale wyładowania, polarność i krotność wyładowania. Dane z jednostek centralnych po przetworzeniu są wysyłane do centrów regionalnych, które otrzymują dane o aktywności piorunowej na obszarze niemal całej

Europy. Centra regionalne mają dostęp do wszystkich danych pochodzących z sieci, ale tylko centra regionalne są źródłem danych z sieci dla klientów lokalnych. Więcej informacji o sieci EUCLID można znaleźć na stronie internetowej <http://www.euclid.org/>.

CELDN, wchodząca w skład sieci EUCLID, powstała w 1999 roku z inicjatywy firmy Global Atmospheric Inc., przy współpracy z sieciami ALDIS (Austria) oraz BLIDS (Niemcy) [198, 199]. Sieć detekcji składa się z 12 detektorów, które znajdują się w: Polsce (3 LPATS IV), Niemczech (3 LPATS IV), Węgrzech (2 LPATS IV), Słowacji (2 LPATS IV) oraz Austrii (2 IMPACT) i Republice Czeskiej (1 IMPACT). Dane z czujników są wysyłane tak jak w przypadku sieci EUCLID do dwóch jednostek centralnego przetwarzania danych w Karlsruhe oraz Wiedniu. Dane z systemu CELDN obejmują informacje także o wyładowaniach atmosferycznych występujących na terenie Polski. Jeśli chodzi o porównanie danych z systemu CELDN dla terenu Polski z danymi z systemu PERUN (IMGW) to ze względu na typ stosowanych czujników oraz ilość stacji na terenie Polski (3) dane te są [201]:

- Porównywalne, jeśli chodzi o dane o wyładowaniach doziemnych w zach. i pół.-zach. części Polski.
- Gorsze dla wyładowań doziemnych w pozostałym obszarze kraju.
- Znacznie gorsze, jeśli chodzi o detekcję i lokalizację wyładowań chmurowych.

Dane z systemu EUCLID są dostępne na stronach internetowych m.in. <http://www.euclid.org/realtim.html> i innych.

W skład NALDN wchodzą dwie sieci krajowe: kanadyjska CLDN (z ang. *Canadian Lightning Detection Network*) [202] oraz amerykańska NLDN (z ang. *National Lightning Detection Network*) [203]. NALDN obejmuje swoim działaniem dwa kraje Ameryki Płn. tj. Kanadę (CLDN) i USA (NLDN). Sieć pomiarowa składa się ze 199 czujników różnych typów głównie IMPACT ES, IMPACT ESP oraz LPATS IV. Łączność pomiędzy stacjami i jednostką centralną zapewniają łącza satelitarne. Dane z sieci pomiarowej są przesyłane do centrum obliczeniowego w Tucson, skąd po przetworzeniu są przesyłane do użytkowników. Obie sieci są zarządzane przez fińską firmę VAISALA. Sieć NALDN została zaprojektowana głównie do wykrywania wyładowań doziemnych, a wyładowania chmurowe są wykrywane z niską skutecznością.

Prekursorem sieci NALDN była amerykańska sieć NLDN, która rozpoczęła pracę operacyjną w USA w 1989 roku. Była to sieć stacji detekcji bazujących na technice DF. W tym czasie działała w USA także konkurencyjna sieć czujników bazujących na technice czasu przybycia TOA, zarządzana przez firmę Atmospheric Research System, Inc. (ARSI). W połowie lat 90-tych ubiegłego wieku w wyniku połączenia trzech różnych firm m.in.

zarządzających wspomnianymi wyżej sieciami DF i TOA powstała firma Global Atmospheres Inc. (GAI). Dzięki fuzji stała się możliwa integracja obu systemów i optymalizacja obu sieci w celu wykorzystania korzyści płynących z zastosowania różnych technik detekcji. Do 2002 roku sieć pomiarowa składała się ze 106 detektorów: 63 czujników typu LPATS III oraz 43 typu IMPACT. Obecnie, po ostatniej modernizacji sieć NLDN składa się ze 113 stacji detekcji IMPACT ESP, które bazują na połączonej technice znajdowania kierunku DE oraz czasu przybycia TOA [204]. Dzięki ostatniej modernizacji NLDN, zakończonej w 2003 roku osiągnięto [204, 205]:

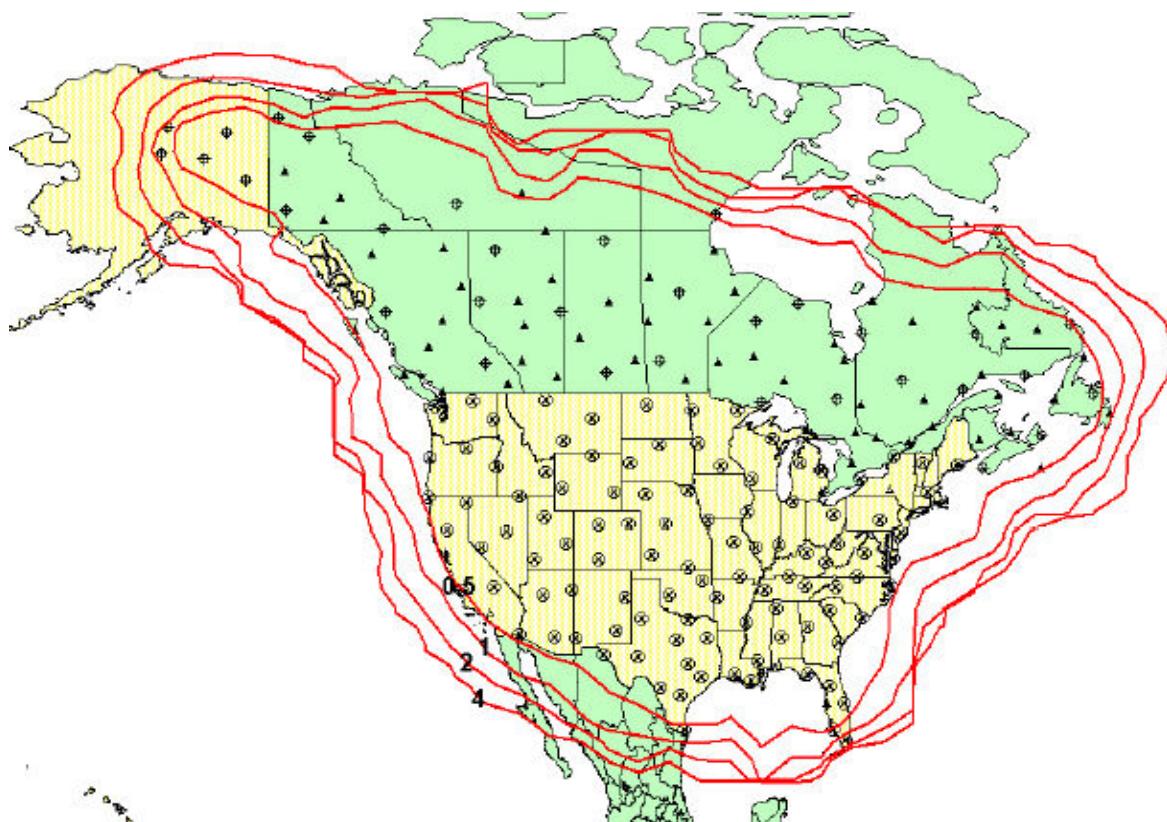
- Znaczną poprawę w detekcji słabych sygnałów, czyli sygnałów o niskiej amplitudzie. W poprzedniej konfiguracji systemu występowały problemy w dyskryminacji pomiędzy słabymi wyładowaniami doziemnymi oraz wyładowaniami chmurowymi.
- Zminimalizowano czas bezwładności czujników. Czas bezwładności, czyli czas potrzebny czujnikowi na przetworzenie zarejestrowanych danych. W czasie przetwarzania danych czujnik nie mógł wykrywać kolejnych wyładowań. W przypadku nowych czujników wynosi on 1 milisekunda.
- Wprowadzono w stacji detekcji definiowanie kryteriów wyboru. Dzięki temu można zmieniać definicję fali wzorcowej, do której jest porównywana wykryta fala elektromagnetycznej.
- Przyspieszono pracę czujników. Dzięki nowemu sprzętowi, zwłaszcza szybszemu mikroprocesorowi znacznie zwiększo wydajność wykonywania obliczeń.
- Wszystkie stacje wykorzystują połączoną technikę znajdowania kierunku DF oraz czasu przybycia TOA. Dzięki temu do wykrycia i zlokalizowania wyładowania wystarczą dane z dwóch stacji, wcześniej minimum 3, najczęściej 4 stacje.

Średnio skuteczność detekcji sieci NLDN wynosi ok. 90 % przy dokładności lokalizacji około 500 metrów, dla obszaru bazowego przy sieci pomiarowej, malejących parametrach w obszarach poza obszarem bazowym.

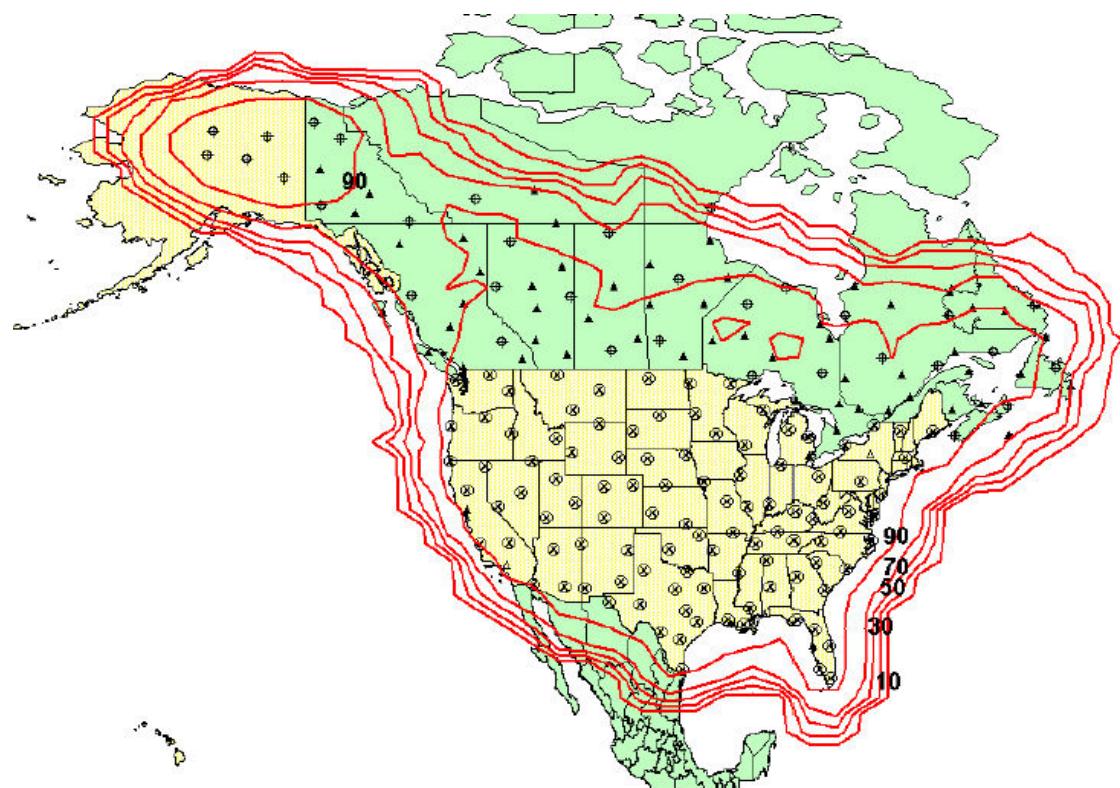
Powstała w 1998 roku CLDN składa się z 83 stacji detekcji (32 czujniki typu IMPACT ES, 51 LPATS IV), obejmujących swoim zasięgiem ok. 95 % terytorium Kanady [206]. Dane ze stacji detekcji poprzez łącza satelitarne i satelitę geostacjonarnego są przekazywane do centrum obliczeniowego w Tucson (NALDN). Następnie przetworzone dane są przekazywane do Toronto i stąd rozsyłane do klientów. Najczęściej użytkownik końcowy otrzymuje dane z 60 sekundowym opóźnieniem w stosunku momentu wystąpienia wyładowania atmosferycznego. Zaprojektowana w 1997 roku sieć miała wykrywać do około

45 000 wyładowań atmosferycznych na godzinę. Obecnie po kilku latach eksploatacji okazało się, że maksymalna ilość wyładowań na godzinę nie przekracza 25 000 i występuje od ok. 5 do ok. 15 razy w roku, zazwyczaj w godzinach popołudniowych. Sieć ma ok. 90% skuteczność detekcji przy dokładności lokalizacji ok. 500 metrów. Obecnie zaplanowana jest wymiana starych czujników LPATS IV na czujniki ostatniej generacji tj. LS 7000.

Więcej informacji o NALDN, NLDN, CLDN można znaleźć m.in. w [207, 208].



Rys. 61. Dokładność lokalizacji sieci NALDN po ostatniej modernizacji. [205]



Rys. 62. Skuteczność detekcji sieci NALDN po ostatniej modernizacji. [205]

6. Zastosowanie danych piorunowych.

Wyładowania atmosferyczne są pięknym i niebezpiecznym zjawiskiem, odgrywającym znaczącą rolę w różnych dziedzinach życia człowieka. W USA średnio rocznie od porażenia piorunem ginie około 100 osób, a straty materialne idą w miliony dolarów [209]. Monitorowanie aktywności piorunowej pozwala na unikanie zagrożeń lub też minimalizację skutków poprzez szybką reakcję i działania prewencyjne. Do niedawna takie monitorowanie było utrudnione ze względu na brak narzędzi umożliwiających śledzenie burz. W ostatnich kilkudziesięciu latach, dzięki rozwojowi w różnych dziedzinach nauki opracowano systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Obecnie systemy tego typu są powszechnie używane w różnych krajach przez różne instytucje związane z: meteorologią, energetyką, lotnictwem itp. Dzięki temu informacja o zagrożeniach związanych z piorunami może być szybko przekazywana społeczeństwu.

Rozwój technik detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych umożliwił opracowanie i wdrożenie do pracy wielu różnych systemów detekcji i lokalizacji. Aktualnie większość rozwiniętych krajów eksploatuje systemy tego typu, a do grona użytkowników dołączają wciąż nowe kraje. Zróżnicowanie użytkowanych systemów jest duże, ale wszystkie w rezultacie generują dane o wykrytych i zlokalizowanych wyładowaniach atmosferycznych. Dane tego typu są obecnie szeroko stosowane w różnych dziedzinach życia, wciąż bada się i odkrywa nowe możliwości ich ewentualnego stosowania. Generalnie, ze względu na charakter niniejszej publikacji, obszar stosowania danych piorunowych możemy podzielić na dwie zasadnicze strefy [53]:

- Zastosowania meteorologiczne, takie jak: dostarczanie informacje o całkowitej aktywności piorunowej, identyfikowanie obszarów o silnej turbulencji, prognozy krótkoterminowe, klimatologia, uzupełnienie i weryfikacja danych innych typów jak np.: radarowych, szacowanie wielkości opadu, ostrzeżenia o groźnych zjawiskach i inne.
- Zastosowania nie meteorologiczne (osłona meteorologiczna), w różnych gałęziach gospodarki takich jak: lotnictwo, pożarnictwo, energetyka, ubezpieczenia, osłona lotów kosmicznych, ochrona odgromowa, sieci komputerowe itp.

Inną klasyfikacją zastosowań jest podział na zastosowania danych piorunowych w czasie rzeczywistym (lub niemal rzeczywistym) i zastosowania danych archiwalnych.

Należy pamiętać, że nie w każdym z tych pól zastosowań wyładowania piorunowe są jedynym źródłem informacji. Często są tylko uzupełnieniem danych z innych systemów, lub

też służą do weryfikacji otrzymanych danych, ale mimo to pełnią bardzo ważną rolę. Różna też jest rola danych piorunowych, jeśli chodzi o moment ich użycia w danym przypadku. Często służą ostrzeganiu, wyprzedzaniu sytuacji zagrożenia, ale równie często służą do analiz sytuacji po zaistnieniu jakiegoś zjawiska. W niniejszym rozdziale zostaną w skrócie przedstawione niektóre, możliwe obszary zastosowań danych o wyładowaniach atmosferycznych. Bardziej szczegółowo zostaną przedstawione zagadnienia związane z wykorzystaniem danych w meteorologii.

6.1. Meteorologia.

Zastosowanie danych piorunowych w obszarze meteorologii można rozpatrywać w wielu płaszczyznach, jak np.: zastosowanie danych w trybie rzeczywistym i w trybie archiwalnym, wykorzystywanie lokalizacji wyładowań lub gęstości wyładowań, wykorzystywanie danych piorunowych jako głównych danych lub jako danych uzupełniających i weryfikujących. W tym podrozdziale zostaną omówione najważniejsze zastosowania w kontekście tych różnych płaszczyzn.

Najważniejsza z punktu widzenia meteorologii, w przypadku danych piorunowych jest możliwość uzyskania informacji o całkowitej aktywności wyładowań atmosferycznych tj.: aktywności wyładowań doziemnych i chmurowych. Informacja o całkowitej aktywności piorunowej dostarcza niemal pełnej informacji o aktywności elektrycznej chmury. Dzięki temu możemy identyfikować poszczególne stadia burzy oraz przewidywać kierunek i prędkość jej przemieszczania. Poza tym informacja o całkowitej aktywności pozwala na łatwą identyfikację komórek burzowych, a więc obszarów o silnej aktywności elektrycznej, silnej turbulencji - silne prądy wstępujące i zstępujące. Zazwyczaj pojawienie się wyładowań chmurowych poprzedza pojawienie się wyładowań doziemnych, w zależności od stadium i szybkości rozwoju burzy o kilka do kilkudziesięciu minut. Jednak czasami zdarza się, że chmury burzowe wytwarzają tylko wyładowania chmurowe. Zobrazowane kartograficznie dane piorunowe są doskonałym źródłem informacji synoptycznych pozwalających śledzić całkowitą aktywność burzową na dużym obszarze. Wspólnie z innymi rodzajami danych meteorologicznych jak: obrazy satelitarne, radarowe, dane ze stacji synoptycznych pozwalają przewidywać kierunek i prędkość przemieszczania się burz. W zależności od sytuacji można uzyskiwać wyprzedzenie rzędu kilku godzin, co ma istotne znaczenie przy prognozowaniu meteorologicznym w sytuacji zagrożenia jak np.: intensywne opady.

Aktywność piorunowa jest blisko związana z wielkością opadu z chmur burzowych. W ostatnich latach zależność ta była badana pod wieloma kątami przez różnych badaczy, którzy

porównywali różne rodzaje danych – piorunowe, radarowe, satelitarne i inne dla różnych obszarów geograficznych. Wyniki badań potwierdziły istnienie zależności pomiędzy gęstością wyładowań i ilością opadu. Starano się wyznaczyć równania opisujące tą zależność, jednak nie znaleziono równania opisujące burze w różnych regionach geograficznych. Wysoka aktywność wyładowań atmosferycznych zawsze jest związana z intensywnymi opadami. W przypadku braku innych danych dane piorunowe są dobrym wskaźnikiem ilości opadu w przypadku, gdy są dostępne inne dane są bardzo dobrym ich uzupełnieniem.

Powyzsze zastosowania wiążą się z operacyjnym użyciem danych w czasie rzeczywistym. Dane piorunowe mogą być wykorzystywane w meteorologii również jako dane archiwalne do analizy poszczególnych sytuacji pogodowych. Dzięki temu w oparciu o także innego rodzaju dane można analizować specyficzne sytuacje, a wiedzę z tych analiz wykorzystać później operacyjnie. Wyładowania atmosferyczne są zjawiskiem towarzyszącym innym ekstremalnym i ciągle nie do końca poznanym zjawiskom, jak np.: tornado, intensywne opady generujące powódzie, grad, silne prądy wstępujące i następujące itp.

Informacje o wyładowaniach atmosferycznych stanowią także dobrą bazę do różnych opracowań klimatycznych. Do niedawna głównym wskaźnikiem w badaniach klimatycznych w przypadku wyładowań atmosferycznych były tzw. mapy izokeuraniczne, czyli mapy rozkładu ilość dni burzowych w roku bazujące na niedoskonałych obserwacjach dokonywanych na stacjach meteorologicznych. Dzięki nowoczesnym systemom detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych można tworzyć dokładne mapy izokeuraniczne uwzględniające niemal wszystkie występujące wyładowania. Ponadto można je wykorzystać do wzajemnych weryfikacji z obserwacjami prowadzonymi na stacjach meteorologicznych. Można rozważać także inne rozkłady czasowe i przestrzenne poza mapami izokeuranicznymi jak np.: gęstość wyładowań na kilometr kwadratowy w danym obszarze, zmienność ilości wyładowań na danym obszarze w zależności od pory roku czy też roku lub miesiąca, rozkład ilości poszczególnych typów wyładowań itp. Innym zastosowaniem jest wykorzystywanie danych piorunowych do obliczania parametrów burzy takich, jak np.: zawartość lodu w chmurze burzowej i badanie ich zmienności w czasie. Wykorzystanie danych piorunowych w badaniu klimatycznych wymaga zgromadzenia kilkuletnich obserwacji.

W skali globalnej zmiany w rozkładzie występowania wyładowań mogą być ważnym wskaźnikiem warunkującym globalne i regionalne zmiany klimatu. Różnorodność stosowanych systemów generuje niezgodności w danych (różne dokładności lokalizacji) otrzymywanych z różnych obszarów, na których funkcjonują różne systemy detekcji wyładowań atmosferycznych. Powyzsze czynniki ograniczają badania klimatyczne w skali

globalnej, ograniczając je do badań w poszczególnych obszarach obserwacji. Dobrym źródłem danych globalnych odnośnie aktywności burzowej dostarczają systemy satelitarne, jednak na razie tego typu obserwacje nie dostarczyły wystarczających ilości danych.

Więcej o zastosowaniu danych piorunowych w meteorologii można znaleźć m.in. w [130, 210, 211, 212].

6.2. Lotnictwo.

Wyładowania atmosferyczne odgrywają bardzo ważną rolę w monitorowaniu i nadzorze ruchu lotniczego. Śledzenie aktywności piorunowej pozwala na efektywne unikanie zagrożeń i bezpieczne kierowanie ruchem lotniczym.

Istotne zagrożenia dla ruchu lotniczego związane z występowaniem burz to [213]:

- Wyładowania atmosferyczne
- Intensywna turbulencja
- Silne prądy wstępujące i zstępujące
- Intensywne opady deszczu, gradu
- Oblodzenie

Wyładowania atmosferyczne niosą bezpośrednie zagrożenie dwojakiego rodzaju. Po pierwsze stanowią niebezpieczeństwo dla samolotów w locie ze względu na możliwość bezpośredniego uderzenia piorunem, a w związku z tym możliwość uszkodzenia samolotu, zapłonu paliwa, uszkodzenie elektroniki, a nawet śmierć lub porażenie osób w nim przebywających. Co więcej samolot, który znajdzie się w obszarze chmury burzowej sam może się stać elementem wyzwalającym wyładowania atmosferyczne, ponieważ jego powierzchnia w szczególności elementy ostro zakończone są źródłem wyładowań koronowych. Wyładowania koronowe w połączeniu z odpowiednią koncentracją ładunków w chmurze burzowej tworzą doskonałe środowisko do występowania wyładowań atmosferycznych. W zależności od wysokości i fazy lotu mogą to być wyładowania chmurowe lub doziemne. Szczególnie niebezpieczne są momenty startu i lądowania samolotu w obecności chmur burzowych. Drugim zagrożeniem jest wpływ wyładowań atmosferycznych na naziemną obsługę ruchu lotniczego. Szczególne zagrożenie może powstać podczas wystąpienia pioruna w momencie np.: tankowania paliwa. Poza tym ze względu na silne korelacje czasowe lotów obecność burzy może spowodować opóźnienia na danym lotnisku, a co za tym idzie dezorganizację ruchu lotniczego na znacznym obszarze. Wczesne ostrzeżenie przed burzą pozwala kierować ruch na inne lotniska i w efekcie unikać opóźnień.

Z punktu widzenia osłony meteorologicznej ruchu lotniczego bardzo ważne są obserwacje innych bardzo ważnych zjawisk meteorologicznych, związanych z burzą takich jak: występowanie intensywnej turbulencji, oblodzenia, silnych prądów wstępujących i zstępujących oraz intensywnych opadów. Zjawiska te są silnie związane z występowaniem wyładowań atmosferycznych, dlatego informacje o ich aktywności stanowią cenne źródło informacji wykorzystywanych wprost lub jako uzupełnienie innych danych jak np.: radarowe, satelitarne.

Więcej o zastosowaniu danych piorunowych w lotnictwie można znaleźć m.in. w [213, 214, 215, 216].

6.3. Pożarnictwo.

Wyładowania atmosferyczne są zjawiskiem bardzo niebezpiecznym ze względu na fakt, że wyładowania doziemne są bardzo często źródłem pożarów i zniszczeń. Szczególnie niebezpieczne są pożary wywołane przez pioruny w:

- zakładach wytwarzających substancje łatwopalne jak: rafinerie, zakłady zbrojeniowe itp.,
- dużych kompleksach leśnych, parkach narodowych itp.
- stacjach paliw, składach amunicji itp.

Sledzenie aktywności piorunowej pozwala na efektywne unikanie zagrożeń lub też szybką lokalizację ognisk pożarów i ich unieszkodliwienie. Mimo, że większość obiektów, które powinny być szczególnie chronione przed niszczycielskim działaniem piorunów powinna posiadać, zapewniające bezpieczeństwo instalacje odgromowe, czasami zdarza się, że są one niewystarczające. Tak było np.: 5 maja 2002 roku w rafinerii w Trzebinie lub 26 czerwca 1971 roku w rafinerii Czechowice [217]. W obu przypadkach piorun uderzył w zbiornik gromadzący paliwo i spowodował wybuch, a w następstwie pożar. Jak się okazało skutki tych pożarów były wstrząsające. O ile w Trzebinie były to tylko straty materialne, to w Czechowicach wskutek pożaru i nieudolnie prowadzonej akcji ratowniczej zginęło 37 osób, a pożar ugaszono dopiero po około 70 godzinach. Podobnie sytuacja wygląda w pożarach lasów inicjowanych przez pioruny, które są głównym naturalnym źródłem pożarów lasów. Czasami mały pożar w sprzyjających warunkach pogodowych może rozwinąć się do ogromnych rozmiarów powodując bardzo duże straty materialne oraz śmierć wielu ludzi. Ma to szczególnie znaczenie dla krajów o dużych obszarach leśnych gdzie niejednokrotnie dotarcie do zarzewia pożaru zajmuje długi czas. Bardzo niebezpieczne są także uderzenia piorunów w budynki gromadzące niebezpieczne, łatwopalne substancje jak: składy amunicji

czy magazyny fajerwerków. Gdy w 2001 roku w Buriacji w Rosji piorun uderzył w skład amunicji 17 osób zginęło, a straty materialne oszacowano na 20 mln rubli [125].

Te przykłady pokazują jak istotna jest wiedza o wyładowaniach atmosferycznych w kontekście ochrony przeciwpożarowej. Uwzględniając powyższe informacje można, zastosowania danych o wyładowaniach atmosferycznych w pożarnictwie, podzielić na dwa obszary:

- śledzenie aktywności piorunowej i lokalizację już zaistniałych pożarów – szybka lokalizacja pozwala na szybką reakcję odpowiednich służb
- badanie parametrów elektrycznych wyładowań atmosferycznych w celach prewencyjnych – większa wiedza o parametrach elektrycznych piorunów pozwala na budowanie bardziej skutecznych instalacji odgromowych.

Więcej o zastosowaniu danych piorunowych w pożarnictwie można znaleźć m.in. w [3, 218, 219].

6.4. Energetyka.

W przypadku przemysłu energetycznego wyładowania atmosferyczne stanowią głównie zagrożenie dla produkcji, transmisji i dystrybucji prądu elektrycznego ze względu na zagrożenia wynikające z bezpośredniego uderzenia pioruna. Innym niebezpieczeństwem są przepięcia generowane w przewodach przesyłowych podczas wystąpienia wyładowania atmosferycznego w sąsiedztwie linii przesyłowej. Wskutek tego mogą powstawać zagrożenia dwojakiego rodzaju [220]:

- Uszkodzenia infrastruktury energetycznej, linii przesyłowych, stacji transformatorów i innych. W efekcie brak możliwości przesyłania prądu w zależności od miejsca uszkodzenia nawet na bardzo rozległe obszary.
- Uszkodzenie urządzeń użytkowych włączonych do sieci zasilających. W efekcie uszkodzenie lub całkowite zniszczenie urządzeń elektrycznych takich jak: komputery, telewizory itp.

Śledzenie aktywności piorunowej pozwala na efektywne unikanie zagrożeń i szybką lokalizację miejsc wystąpienia uszkodzenia. Jeśli chodzi o unikanie zagrożeń to monitorowanie kierunku i prędkości przemieszczania się burz może być podstawą do efektywnego zarządzania infrastrukturą energetyczną. I tak np.: w momencie zbliżania się zagrożenia do kluczowej stacji transformatorów można kierować przesył prądu inną, bezpieczną drogą unikając sytuacji, w której unieruchomienie uderzeniem pioruna danej stacji może spowodować brak prądu w znacznym obszarze.

W przypadku krajów o niezbyt dużej powierzchni jak np.: Polska uszkodzenie linii przesyłowych nie jest trudne do zlokalizowania, ze względu na niezbyt wielki obszar kraju oraz stosunkowe gęste zaludnienie. Jednak dla krajów takich jak np.: USA, gdzie niejednokrotnie linie przesyłowe przebiegają przez duże, niezamieszkałe obszary jest to problem fundamentalny z punktu widzenia energetyki. To właśnie lokalizacja uszkodzeń linii energetycznych obok pożarów dużych obszarów leśnych były głównymi czynnikami napędzającymi rozwój systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych w USA.

Poza tym informacja o średniej gęstości występowania wyładowań atmosferycznych na danym obszarze może być użyteczna w wyborze lokalizacji pod budowę elektrowni, podstacji przesyłowych itp.

Innym obszarem zastosowań danych piorunowych jest ochrona meteorologiczna prac konserwacyjnych. Ze względu na duże rozmiary budowli energetycznych jak np.: maszty linii przesyłowych, bardzo ważna ze względu bezpieczeństwa pracy jest możliwość śledzenia burz i zapewnianie w ten sposób bezpiecznych warunków pracy.

Więcej o zastosowaniu danych piorunowych w energetyce można znaleźć m.in. w [3, 220, 221, 222, 223, 224]

6.5. Ubezpieczenia.

Wyładowania atmosferyczne mogą powodować znaczne straty materialne, a nawet śmierć ludzi i zwierząt. Ze względu na swoją niszczycielską siłę stanowią jedno z głównych naturalnych, meteorologicznych zagrożeń dla ludzi i gospodarki człowieka. W rezultacie bardzo duża liczba: pożarów, zniszczeń sprzętu elektrycznego i elektronicznego, śmierci wskutek porażenia piorunem itp. zmusza firmy ubezpieczeniowe do wypłacania dużych kwot jako odszkodowania. W USA szkody wyrządzone przez pioruny szacuje się na około 9 % wszystkich zniszczeń, które musiały zostać pokryte przez firmy ubezpieczeniowe. Jest to rocznie suma około 100 milionów dolarów [125].

Firmy ubezpieczeniowe mogą wykorzystywać dane piorunowe w dwojakim sposobie:

- Jako źródło informacji weryfikującej możliwość wystąpienia zniszczeń wskutek uderzenia pioruna lub też wystąpienia w danej lokalizacji intensywnych zjawisk pogodowych jak burza, silne wiatry itp.
- Jako źródło informacji klimatycznych o stopniu zagrożenia danego miejsca wystąpieniem wyładowań atmosferycznych, a w związku z tym z różnym wyliczaniem stawki ubezpieczeniowej.

W przypadku ekspertyz informacje piorunowe można wykorzystywać w dwojaki sposób. Po pierwsze w przypadku, gdy piorun jest bezpośredniim sprawcą pożaru, zniszczenia urządzeń itp. W takim przypadku informacja o wystąpieniu lub nie wyładowania atmosferycznego jest wystarczająca. Czasami występują inne groźne zjawiska powodujące straty materialne, jak np.: trąby powietrzne, uszkodzenia sprzętu elektronicznego lub elektrycznego wskutek przepięcia w sieci energetycznej spowodowanej bliskim wystąpieniem pioruna lub wskutek działania wygenerowanych silnych pól elektromagnetycznych itp. W takich przypadkach informacja o aktywności piorunowej jest tylko uzupełnieniem innych danych meteorologicznych. Od momentu wdrożenia do eksploatacji w IMGW systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN, średnia liczba zapytań związanych z danymi piorunowymi ekspertyz dla firm ubezpieczeniowych wynosi około 100 na rok.

Duże znaczenie w przypadku ubezpieczeń może mieć też szacowanie ryzyka narażenia ubezpieczanych obiektów na możliwość uderzenia pioruna. W przypadku budowania obiektów takich jak: rafinerie, elektrownie, stacje paliw itp. możliwość zniszczenia wskutek uderzenia pioruna jest bardzo ważna także pod kątem wielkości sumy ubezpieczenia.

6.6. Inne zastosowania.

W poprzednich podrozdziałach opisano kilka wybranych zagadnień dotyczących wykorzystania informacji o aktywności wyładowań atmosferycznych. Należy jednak pamiętać, że dane piorunowe można wykorzystywać także w innych dziedzinach nauki i gospodarki. Jednak bez względu na dziedzinę głównym zadaniem dla systemów monitorujących aktywność burzową jest dostarczanie informacji, które umożliwiają ochronę ludzi i ich własności przed niszczycielskim działaniem piorunów.

W celu nakreślenia wielkości spektrum zastosowań, poniżej zostaną wymienione tylko hasłowo, bez szczegółowego opisu pozostałe, wybrane obszary zastosowań:

- Różnego typu badania naukowe – od badań zgłębiających procesy rządzące samym zjawiskiem wyładowań atmosferycznych do badań wpływu uderzeń pioruna na różne obiekty (ochrona odgromowa).
- Osłona meteorologiczna publicznych imprez masowych – koncerty, imprezy sportowe, pokazy lotnicze itp.
- Badania chemiczne atmosfery, wyładowania atmosferyczne są jednym z głównych czynników produkujących w atmosferze tlenki azotu - NO_x.

- Ekspertyzy sądowe, informacja o sytuacji meteorologicznej, a więc i wystąpieniu wyładowań atmosferycznych w przypadku wypadków drogowych.
- Osłona meteorologiczna lotów kosmicznych, ze względu na koszty samych lotów kosmicznych i bezpieczeństwa, jakie niosą wyładowania atmosferyczne, zasadnicze znaczenia może mieć wiedza o zbliżających się burzach.
- Ochrona sieci komputerowych. Sieci komputerowe są szczególnie narażone na działanie piorunów. Zagrożeniem mogą być same pioruny, ale także generowane przez nie silne pola elektrostatyczne, jak i przepięcia elektryczne spowodowane piorunem, pochodzące z sieci energetycznych. Ma to szczególne znaczenie w przypadku dużych sieci, np.: sieci w bankach, instytucjach wojskowych, itp.
- Osłona meteorologiczna prac na wysokości. W przypadku prac prowadzonych na bardzo dużych wysokościach – np.: 200 metrowych kominach, informacje o zbliżających się burzach mają zasadnicze znaczenie ze względu na bezpieczeństwo ludzi prowadzących prace.

7. Dostępność danych piorunowych dla terenu POLSKI.

Dane o wyładowaniach atmosferycznych, które wystąpiły na terytorium Polski aktualnie można odszukać na różnych stronach internetowych. Mimo, że stron internetowych przedstawiających dane piorunowe dla Polski jest kilka to tak naprawdę bazują one na danych z dwóch niezależnych krótkozasięgowych systemów (zasięg rzędu kilkaset km dla pojedynczej stacji detekcji) zainstalowanych na terytorium naszego kraju. Są to systemy PERUN (IMGW) oraz EUCLID (a właściwie sieć CELDN - część sieci EUCLID) charakteryzujące się różną liczbą stacji detekcji zlokalizowanych w granicach Polski, różnym typem stosowanych czujników oraz różnymi parametrami operacyjnymi. Teren Polski jest pokrywany także zasięgiem działania systemów długozasięgowych takich jak np.: angielski ATD, jednakże ze względu na niskie parametry operacyjne (skuteczność detekcji i dokładność lokalizacji), w porównaniu do wspomnianych wcześniej systemów nie dostarczają one danych odpowiedniej jakości. W poniższej tabeli przedstawiono zestawienie ukazujące różnice i podobieństwa obu systemów.

Tab. 4. Zestawienie danych dla systemów PERUN i CELDN dla obszaru POLSKI.

Parametr	PERUN [225]	CELDN (na terenie Polski) [201]
Typ stacji detekcji	SAFIR 3000	LPATS IV
Rok instalacji	2001	1999
Liczba stacji detekcji na terenie Polski	9	3
Odległość pomiędzy stacjami (linia bazowa)	150-250 km	250-290 km
Technika detekcji	DF	TOA
Typ wykrywanych wyładowań		
CG – doziemne	CG, IC	CG, IC
IC – chmurowe		
Dokładność lokalizacji	Do 1 km (CG i IC)	0,5 km – pld.-zach. część Polski 3 km – płn.-wsch. część Polski (tylko CG)
Skuteczność detekcji	95 % (CG i IC)	90 % – pld.-zach. część Polski > 50 % – płn.-wsch. część Polski (tylko CG)

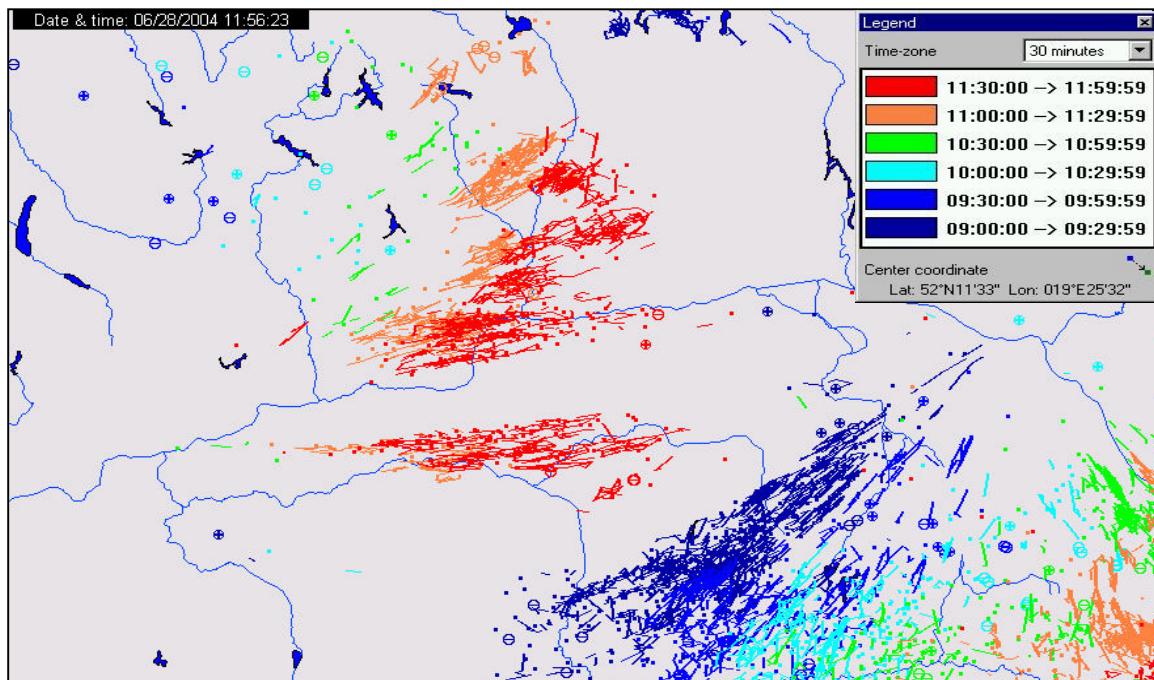
Jak widać oba systemy w granicach Polski mają różne parametry operacyjne, zbliżone w południowo-zachodniej części i zdecydowanie różne w północno-wschodniej części kraju. Nie ulega wątpliwości, że w skali naszego kraju system PERUN dostarcza bardziej dokładnych danych, dodatkowo osiągając zdecydowanie lepsze wyniki w przypadku wykrywania wyładowań chmurowych. Ponadto w obrębie IMGW dostarcza większą liczbę użytecznych produktów takich jak – mapy lokalizacji wyładowań z dyskryminacją rodzaju wyładowań, mapy gęstości, monitorowanie aktywności komórek burzowych. Aktualnie archiwum danych obejmuje lata 2002-2005, pozwalając na odtworzenie dowolnej sytuacji burzowej z tego okresu. Powszechnie dostępne dane z sieci CELDN pozwalają tylko na śledzenie aktualnej sytuacji burzowej. Pozostałe dane są dostępne po uiszczenia dodatkowych opłat. Mimo tych niedogodności mapy aktywności piorunowej pochodzące z systemu EUCLID są użyteczne w śledzeniu całkowitej, europejskiej aktywności burzowej oraz w celach porównawczych do weryfikowania map z systemu PERUN. W przypadku niezgodności pomiędzy obu systemami można daną sytuację odtworzyć i poprawić zauważone błędy, o ile takie wystąpiły. W kolejnych podrozdziałach zostaną opisane poszczególne produkty z systemu PERUN oraz przedstawione adresy stron internetowych, na których można znaleźć dane z systemu EUCLID.

7.1. Dane dostępne w IMGW.

Dane z systemu burzowego PERUN są dostępne w dwóch trybach pracy: w czasie rzeczywistym oraz z danymi archiwalnymi. W pierwszym przypadku dane są dostępne poprzez terminal użytkownika, czyli komputer z zainstalowanym oprogramowaniem wizualizacyjnym PDM. Program PDM (Moduł Przetwarzania i Wizualizacji, z ang. *Processing and Display Module*) służy do wyświetlania przetworzonych danych w postaci graficznej w trybie rzeczywistym. Powstałe obrazy przedstawiają zlokalizowane wyładowania atmosferyczne zarejestrowane przez system. Do wizualizacji danych archiwalnych do celów kontrolnych i serwisowych służy program DAM (Moduł Analizy Danych, z ang. *Data Analysis Module*) pracujący na terminalu administratora systemu. Poza tym program DAM jest wykorzystywany do odtwarzania sytuacji burzowych do celów ekspertyz. Oba programy bazują na programie MapInfo, w którym zdefiniowany jest System Informacji Geograficznej GIS niezbędny do wizualizacji lokalizacji wyładowań. Program MapInfo pozwala na dodawanie dowolnych warstw (podkładów), dzięki którym możliwa jest szczegółowa analiza wyładowań na wybranym obszarze (zlewnia, województwo, gmina, miasto,...itp.). Aktualnie terminale użytkownika znajdują się we wszystkich Biurach Prognoz IMGW, usprawniając i

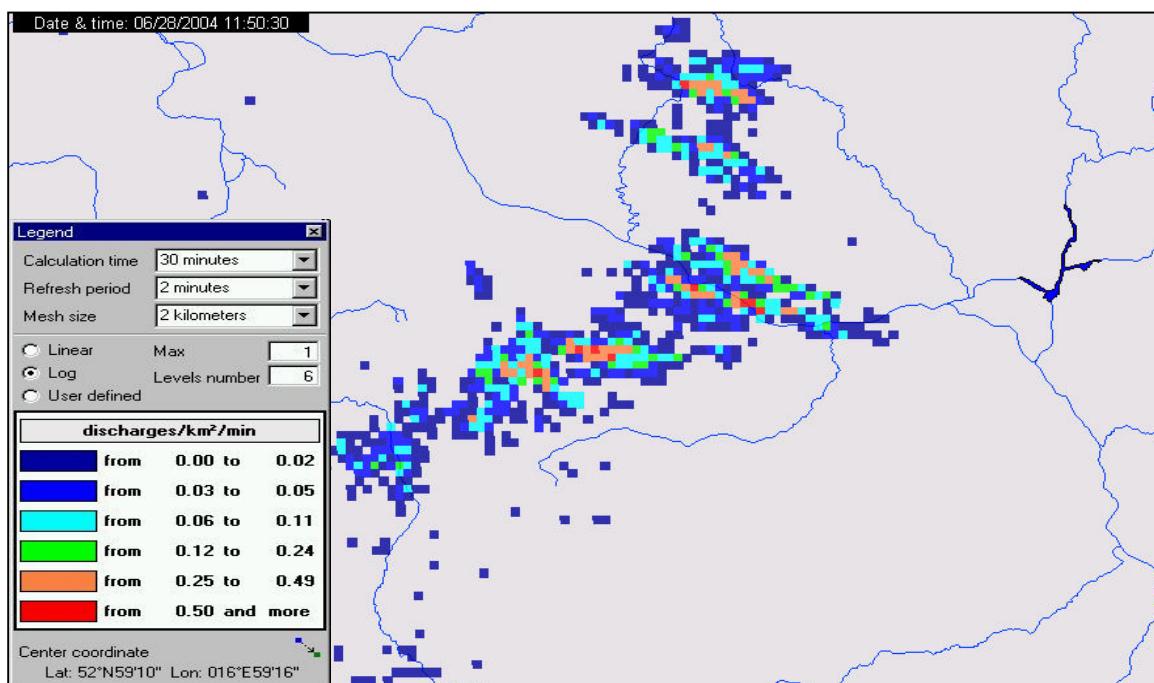
ułatwiając pracę synoptyków, tj. w : Warszawie (Ośrodek Główny IMGW i lotnisko Okęcie), Białymstoku, Gdyni, Szczecinie, Poznaniu, Wrocławiu i Krakowie. Aplikacje zainstalowane na terminalu użytkownika umożliwiają:

- wyświetlanie danych o lokalizacji wyładowań w czasie rzeczywistym z jednoczesną dyskryminacją typu wyładowań



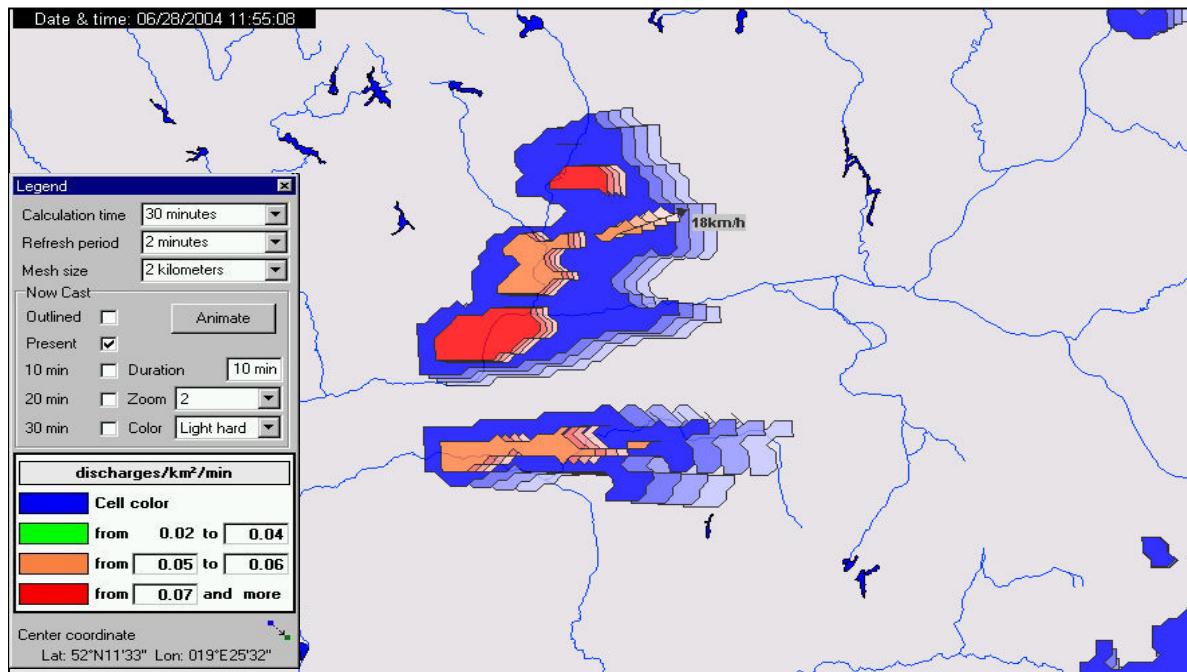
Rys. 63. Wizualizacja lokalizacji wyładowań atmosferycznych - program PDM (kolorami kodowany czas wystąpienia wyładowań). [1]

- wyświetlanie informacji o gęstości wyładowań na kilometr kwadratowy



Rys. 64. Wizualizacja gęstości wyładowań atmosferycznych - program PDM. [1]

- wyświetlanie komórek burzowych z wektorem prędkości dla każdej komórki (o ile można go wyznaczyć)

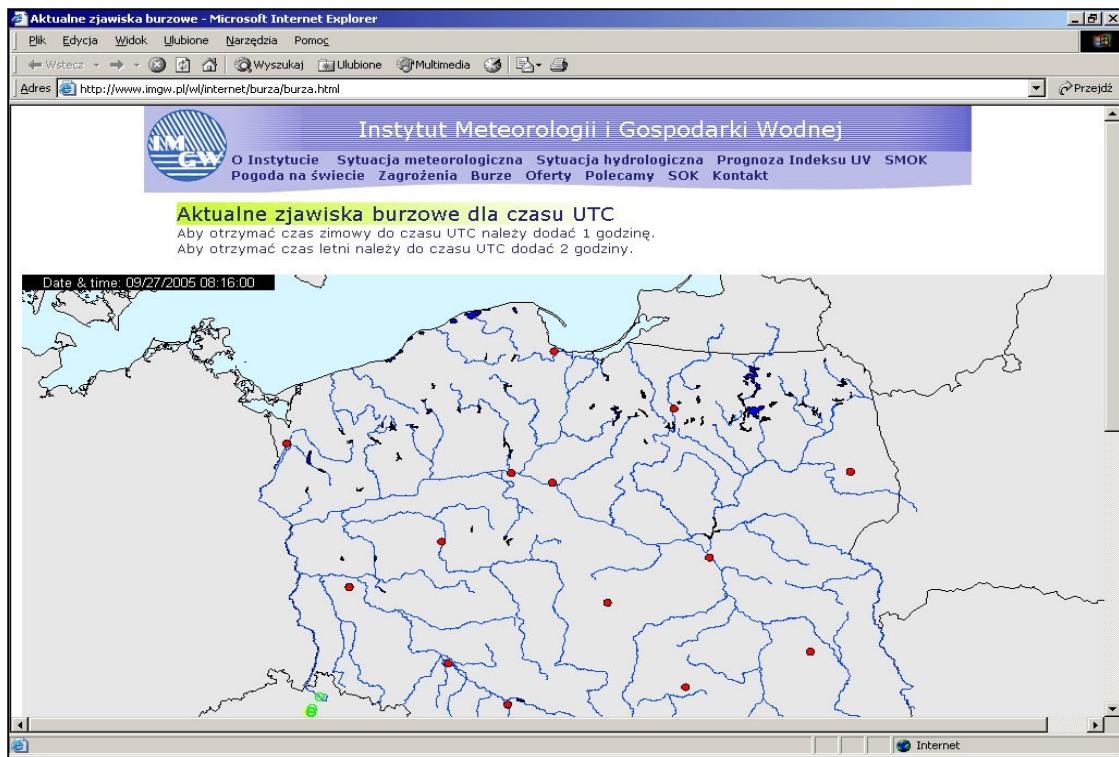


Rys. 65. Wizualizacja komórki burzowej z wektorem prędkości - program PDM. [1]

Dodatkowe produkty można uzyskać poprzez program DAM, obsługiwany przez administratora systemu. Są to produkty m.in. takie jak: mapy izokeuraniczne, listingi wyładowań doziemnych, listingi wyładowań chmurowych, histogramy prądów w kanale wyładowań doziemnych i inne.

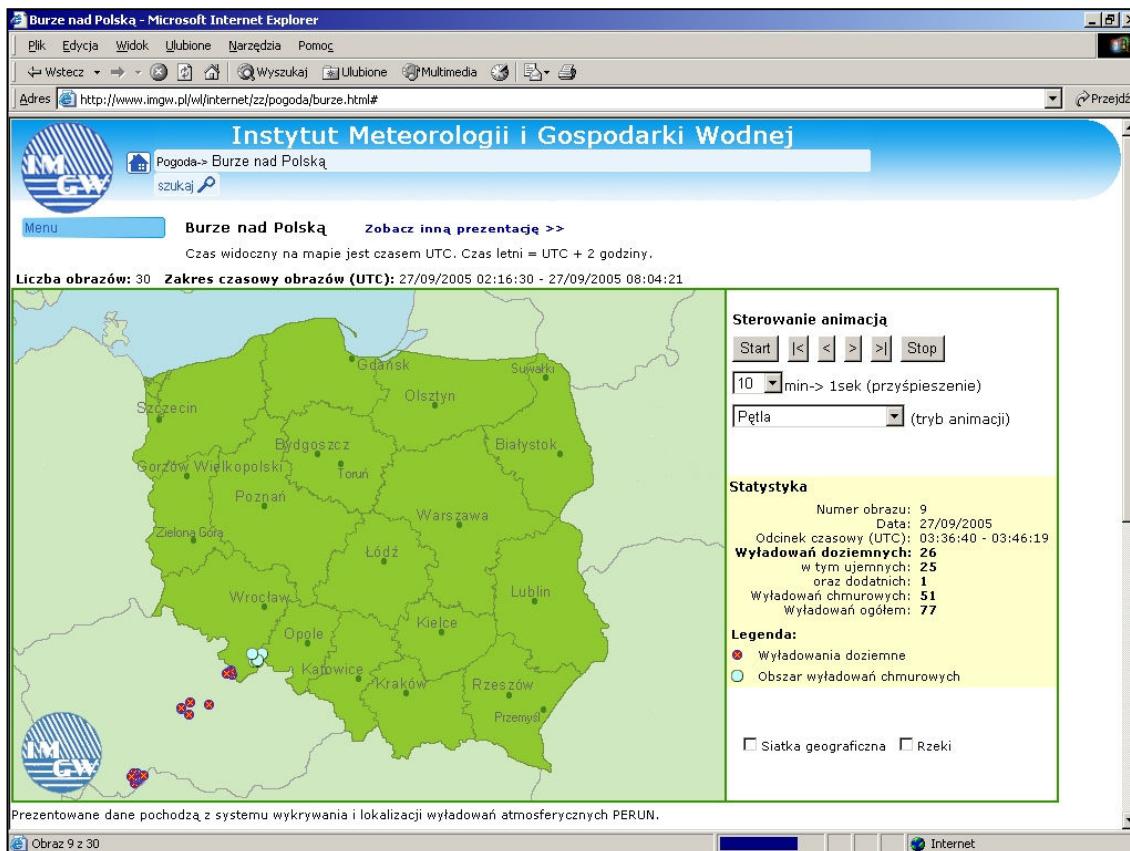
Ponadto dane z systemu, w bardziej dostępnej powszechnie formie są prezentowane na stronie internetowej IMGW w dwóch wersjach. Pierwsza z nich to obraz aktualnej sytuacji burzowej (za ostatnie 3 godziny) będący zrzutem ekranowym z programu PDM, aktualizowany co 10 minut. Tego rodzaju mapy są dostępne także poprzez system SOK, gdzie przechowywane są mapy z ostatnich 24 godzin. Drugim sposobem wizualizacji jest mapa wyładowań (z możliwością animacji) generowana na podstawie plików tekstowych ASCII otrzymywanych z systemu co 10 minut. Obie ogólnie dostępne mapy przedstawiają tylko lokalizacje wyładowań atmosferycznych. Wspomniane mapy można znaleźć pod następującymi adresami internetowymi:

- <http://www.imgw.pl/wl/internet/burza/burza.html> - obraz aktualnej sytuacji burzowej (za ostatnie 3 godziny) - zrzut ekranowy z programu PDM, aktualizowany co 10 minut.



Rys. 66. Mapa burzowa z systemu PERUN – zrzut ekranowy z programu PDM. [226]

- <http://wasok.imgw.pl/wl/internet/zz/pogoda/burze.html> - mapa wyładowań generowana na podstawie plików tekstowych ASCII otrzymywanych z systemu co 10 minut.



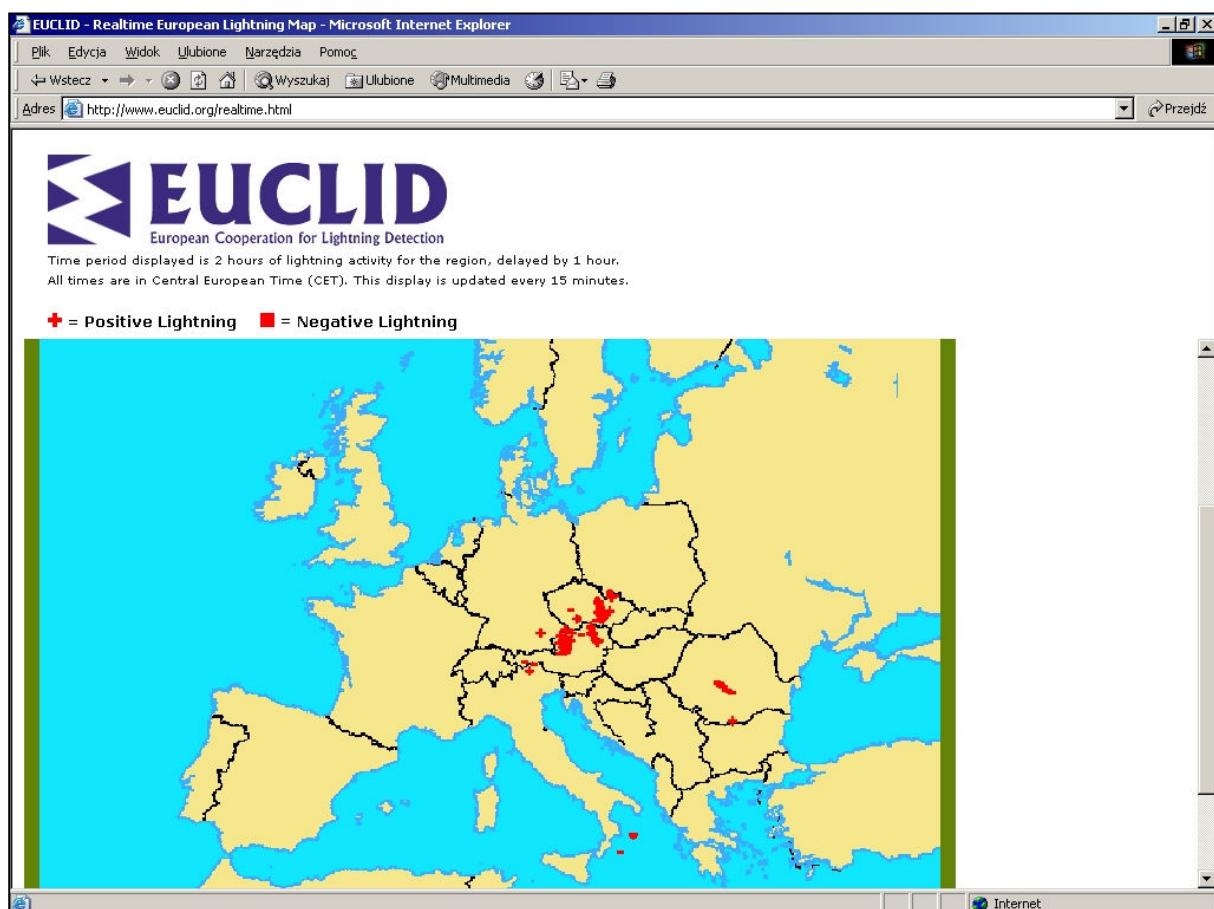
Rys. 67. Mapa burzowa z systemu PERUN – generowana z plików ASCII. [227]

7.2. Dane z innych systemów.

Innym źródłem danych piorunowych dla terenu Polski są dane z sieci EUCLID. Ze względu na fakt, że sieć ta jest wynikiem współpracy różnych instytucji w wielu krajach, dlatego też dane z tego systemu można znaleźć na różnych stronach internetowych. Celem tego podrozdziału jest wskazanie czytelnikowi kilka z takich stron. Należy pamiętać, że ze względu na dynamikę rozwoju internetu oraz zmiany na serwerach różnych instytucji, za jakiś czas dane te mogą nie być dostępne pod wskazanymi adresami. Powinny być dostępne w obrębie tej samej domeny, a więc powinny być łatwe do odnalezienia. Dane z sieci EUCLID można znaleźć m.in. pod następującymi adresami:

- <http://www.euclid.org/realtim.html>

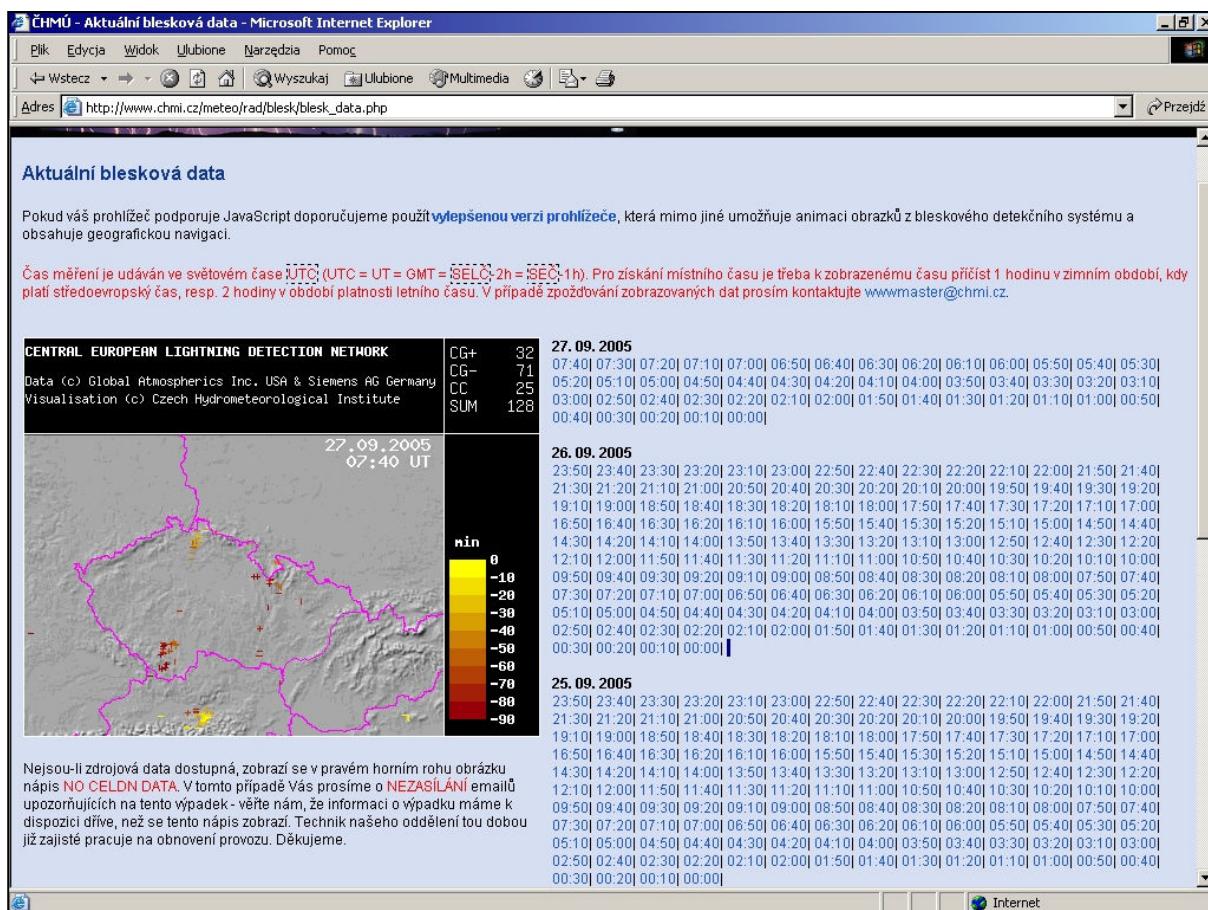
Na tej stronie prezentowane są dane z sieci EUCLID za okres dwóch ostatnich godziny, z opóźnieniem jednogodzinnym. Obraz jest aktualizowany co 15 minut, a dane animowane. Dodatkowo za pomocą krzyżyków (wyładowania dodatnie) i kresek (ujemne) jest przedstawiona polaryzacja wykrytych wyładowań. Jest to oficjalna strona sieci EUCLID.



Rys. 68. Oficjalna strona internetowa z danymi z systemu EUCLID. [228]

- http://www.chmi.cz/meteo/rad/blesk/blesk_data.php

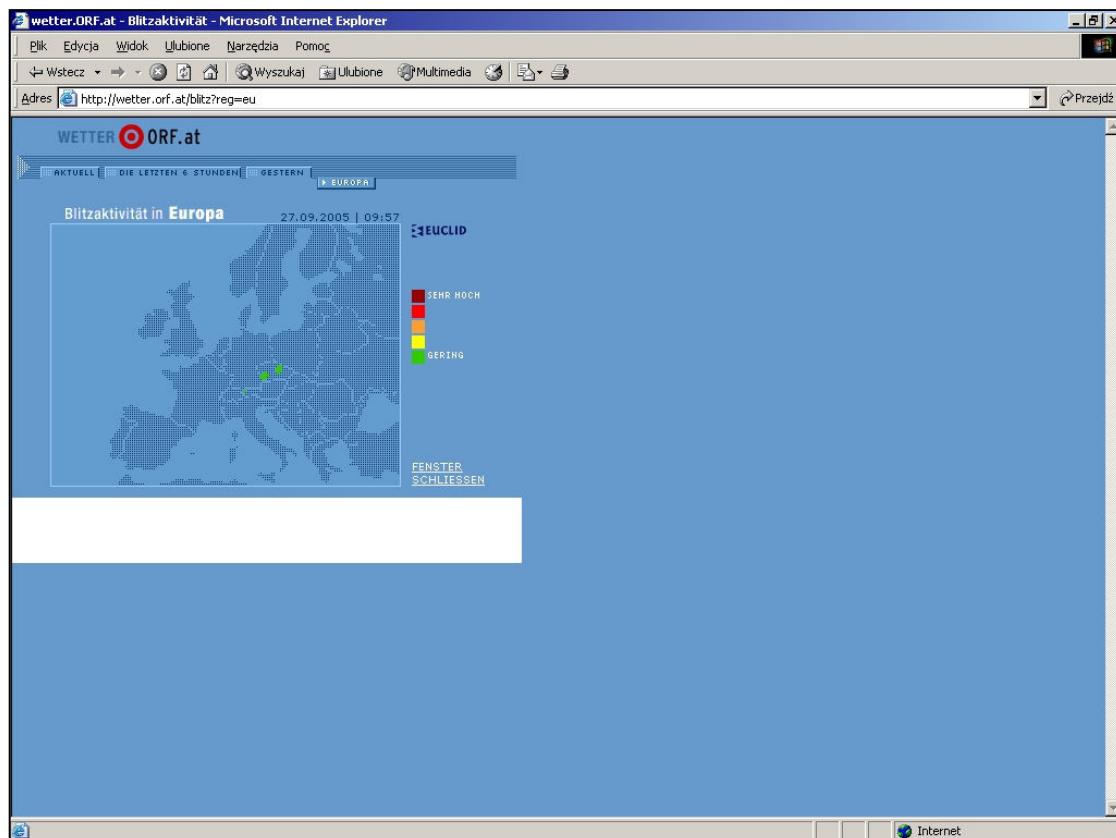
Mapa umieszczona na stronach Czeskiego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego - CHMI. Przedstawia sytuację burzową za ostatnie 90 minut, z podaniem liczby wyładowań: doziemnych dodatnich, doziemnych ujemnych i chmurowych. Mapa jest odświeżana co 10 minut. Zaletą jest możliwość odtworzenia sytuacji sprzed kilku dni. Wadami jest fakt, że jest ona dostępna jedynie w języku czeskim oraz to, że obejmuje tylko południowo-zachodnią część Polski. Dane pochodzą z sieci EUCLID.



Rys. 69. Mapa burzowa czeskiego CHMI. [229]

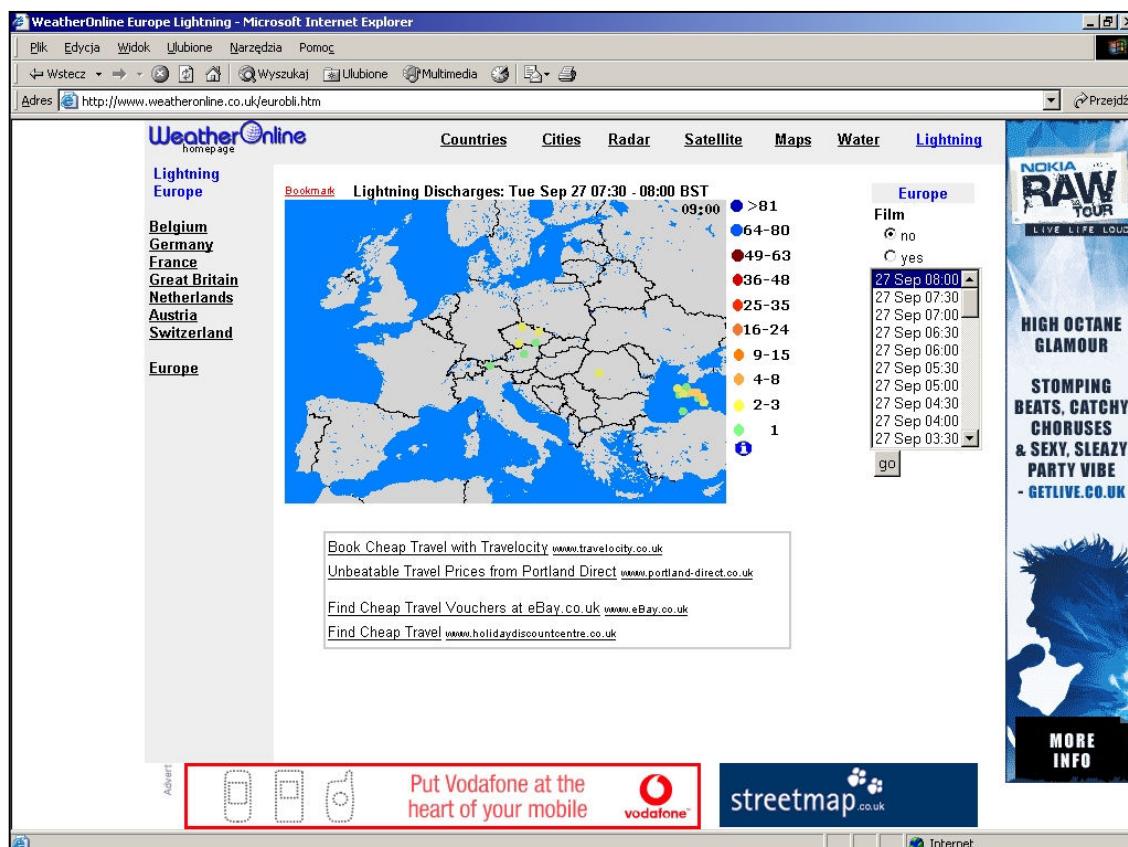
- <http://wetter.orf.at/blitz?reg=eu>

Pod tym adresem jest dostępna austriacka strona przedstawiająca dane z systemu EUCLID. W porównaniu do poprzednich mniej dokładna, przedstawiająca mniejszą ilość informacji. Dostarcza tylko informacji o stopniu aktywności piorunowej, bez podawania lokalizacji poszczególnych wyładowań atmosferycznych. Aktywność jest kodowana czterema kolorami od zielonego – aktywność nieznaczna do bordowego- aktywność intensywna.



Rys. 70. Mapa burzowa wetter.orf.at – dane pochodzą z systemu EUCLID. [230]

- <http://www.weatheronline.co.uk/eurobli.htm>

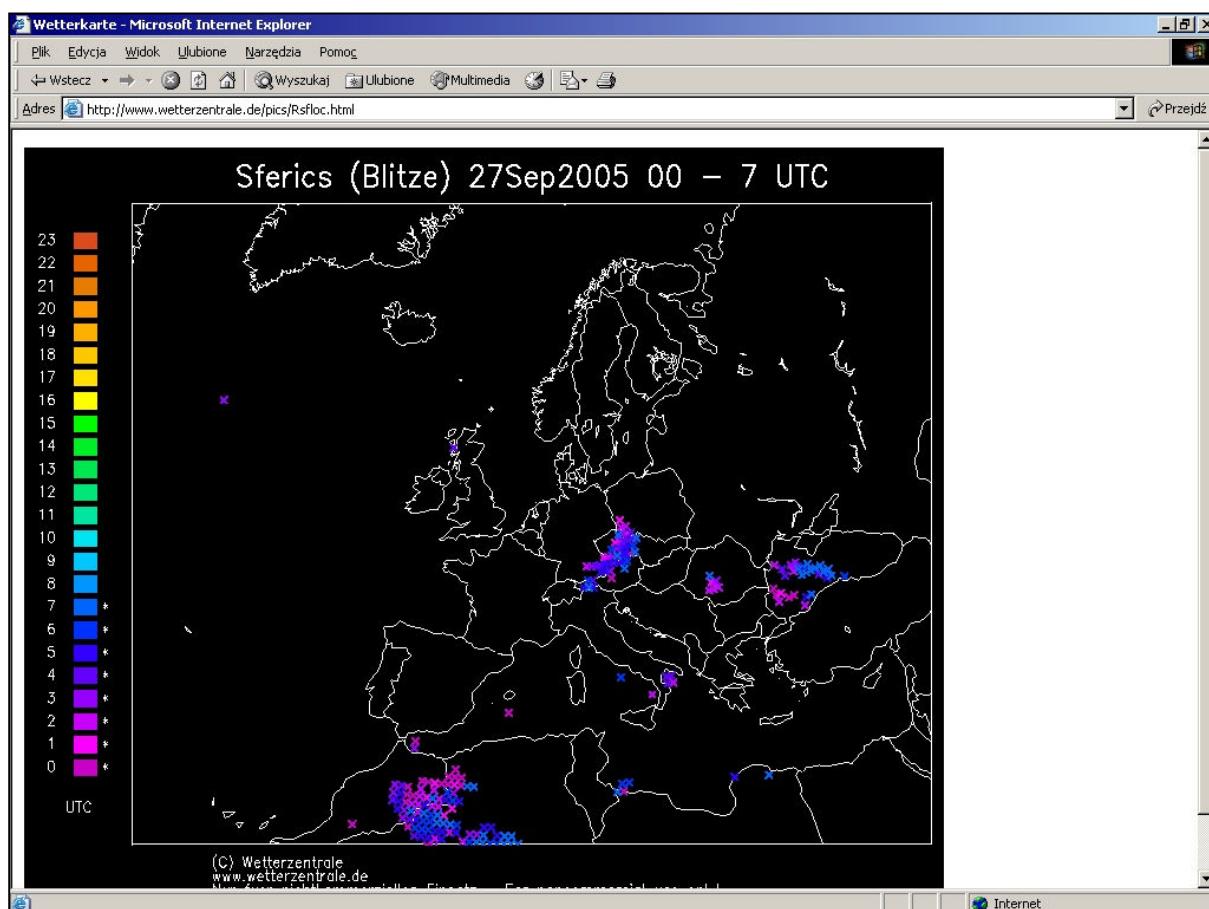


Rys. 71. Mapa burzowa UK Met-Office – dane z systemu ATD. [231]

Mapa dostępna także pod adresem <http://www.weatheronline.co.uk/blitze/euro.htm>. Wyświetlane dane pochodzą z pomiarów wykonywanych przez system ATD zarządzany przez brytyjski UK Met-Office. Opis systemu ATD znajduje się w rozdziale poświęconym systemom detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Rozdzielcość mapy jest ograniczona do 0,5 stopnia tak dla szerokości jak i długości geograficznej. Dla obszaru środkowej Europy jest to w przybliżeniu rozdzielcość 40 km x 40 km. Mapa jest odświeżana, co 30 minut. Kolorowe kółka przedstawiają wykryte, zsumowane wyładowania atmosferyczne. Kolorem jest kodowana intensywność aktywności piorunowej, od barwy zielonej – mała aktywność do granatowej – aktywność intensywna. Ze względu na ograniczenia systemu ATD wyładowania są wykrywane z małą dokładnością, a ze względu na pojemność systemu zdarza się, że system wykrywa dużo mniej wyładowań niż rzeczywiście miało miejsce.

- <http://www.wetterzentrale.de/pics/Rsfloc.html>

Mapa generowana również w oparciu o dane z systemu ATD. Przedstawia stopień aktywności piorunowej, bez pokazywania lokalizacji poszczególnych wyładowań. Kolorami jest kodowany czas wystąpienia wyładowania.



Rys. 72. Mapa burzowa Wetterzentrale – dane z systemu ATD. [232]

8. Zakończenie.

Wyładowania atmosferyczne to bardzo silne wyładowania elektryczne zachodzące w atmosferze ziemskiej, towarzyszące najczęściej chmurom typu Cumulonimbus. Chmury te powstają w wyniku konwekcji, nagrzanego przez promienie słoneczne przy powierzchni Ziemi, mas powietrza. Pioruny w zdecydowanie mniejszych ilościach, niż w przypadku burz z udziałem chmur typu Cumulonimbus, występują także w innych przypadkach, m.in.: przy wybuchach wulkanów, pożarach wielkich obszarów leśnych, wybuchach jądrowych, burzach piaskowych.

Elektryzacja chmury burzowej następuje w wyniku nie do końca wyjaśnionych procesów. Aktualnie za najbardziej prawdopodobne uważa się dwie hipotezy: konwekcyjną i opadową. Żadna z tych hipotez nie została ani potwierdzona, ani wykluczona doświadczalnie. Wydaje się, że możliwe jest scalenie tych dwóch hipotez w jedną wspólną, komplementarną teorię w pełni wyjaśniającą ten złożony proces. Podczas elektryzacji chmury następuje separacja ładunku i powstaje trójbiegunowa struktura elektryczna. Kiedy między skupiskami ładunków dodatnich i ujemnych wytworzy się odpowiednio wysokie pole elektryczne, wtedy może wystąpić wyładowanie elektryczne.

Wyróżniamy dwa rodzaje wyładowań atmosferycznych tj.: chmurowe (chmura - chmura, wewnętrzchmurowe, chmura – powietrze i chmura - jonosfera) i doziemne (chmura – ziemia). Wyładowania możemy także podzielić ze względu na rodzaj przenoszonego przez wyładowanie ładunku na: dodatnie i ujemne. Najlepiej poznanym i najbardziej niebezpiecznym dla człowieka rodzajem wyładowań są wyładowania doziemne. Co roku powodują straty sięgające kilkuset milionów dolarów. Wyładowania te tworzą zjonizowany kanał łączący powierzchnię Ziemi z chmurą burzową. Po utworzeniu kanału, do ziemi lub do chmury w zależności od rodzaju wyładowania, spływa ładunek rzędu kilkudziesięciu kulombów. Przez kanał wyładowania przepływa prąd o napięciu rzędu milionów wolt i natężeniu tysięcy amperów. Wyładowania chmurowe zaczynają występować wcześniej niż wyładowania doziemne, wyprzedzenie rzędu kilkudziesięciu minut..

Detekcja wyładowań opiera się głównie na analizie zapisów zmian pola elektromagnetycznego wywołanych przez wyładowanie piorunowe. Porównując zapisy zmian z wzorcowymi charakterystykami amplitudowo - czasowymi można jednoznacznie stwierdzić czy dane zaburzenie zostało spowodowane przez wyładowanie atmosferyczne.

Lokalizacja wyładowania odbywa się przy zastosowaniu technik znanych z radionawigacji i sprowadza się zasadniczo do pomiarów kątów (pomiędzy miejscem

wyładowania, a kierunkiem odniesienia) i odległości (odległość miejsca wyładowania od stacji pomiarowej). Stosuje się trzy techniki lokalizacyjne tj.: technikę znajdowania kierunku (DF), technikę czasu przybycia (TOA) oraz połączoną technikę znajdowania kierunku i czasu przybycia (DF i TOA). Do wyznaczenia lokalizacji wyładowania wystarczą dane z dwóch stacji pomiarowych (dla DF oraz DF i TOA) lub trzech stacji (TOA). Pomiary z większej liczby stacji wykonuje się w celu polepszenia dokładności lokalizacji, czyli minimalizacji trójkąta błędów.

Wiedza nabыта podczas badań wyładowań atmosferycznych, a także osiągnięcia innych dziedzin nauki i techniki zaowocowała opracowaniem oraz wdrożeniem do eksploatacji systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych. Od kilkudziesięciu lat w różnych krajach na świecie są eksploatowane systemy tego typu, dostarczając cennych informacji o atmosferycznej aktywności elektrycznej. Pozwalają wykrywać i lokalizować wyładowania atmosferyczne różnych typów. Informacje dostarczane przez te sieci są wykorzystywane w różnych służbach, jak np.: meteorologii, lotnictwie, leśnictwie, energetyce itp., do ochrony mienia i ludzi oraz do minimalizowania szkód wyrządzonej przez pioruny.

Stosowane obecnie systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych dzielą się na dwie grupy: naziemne i satelitarne. Przy czym najbardziej rozpowszechnione systemy naziemne są zazwyczaj wielopunktowe, a systemy satelitarne są najczęściej jednopunktowe. Wśród systemów naziemnych aktualnie najpowszechniej stosowane są następujące typy systemów: IMPACT (ES i ESP), LPATS (III i IV) i SAFIR. Systemy te różnią się głównie tym, że do detekcji i lokalizacji wykorzystują różne techniki lokalizacji oraz różne częstotliwości, czyli fale o różnej długości emitowane przez wyładowanie piorunowe. Informacje dostarczane przez tego typu sieci są wykorzystywane w wielu dziedzinach gospodarki i nauki. Początkowo systemy te stosowano do monitorowania zagrożeń i szybkiej lokalizacji miejsc ewentualnego powstania szkód. Wraz z rozwojem tych systemów pojawiły się nowe zastosowania. Aktualnie systemy dostarczają informacje o wyładowaniach dla meteorologów, leśników, energetyków, lotników i in. Wydaje się, że nie są to jedyne zastosowania tych systemów, a pojawienie się nowych zastosowań to jedynie kwestia czasu.

Od 2001 roku w Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej pracuje system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych PERUN. Składa się z 9 stacji detekcyjno-lokalizacyjnych rozmieszczonych na stacjach meteorologicznych IMGW w taki sposób, aby uzyskać równomierne pokrycie zasięgiem działania terenu Polski. Ponadto sposób rozmieszczenia ma zapewnić jednorodność parametrów operacyjnych systemu, 95 % skuteczność detekcji i dokładność lokalizacji do 1 km, w całym obszarze działania systemu

PERUN. Dane ze stacji są przekazywane do jednostki centralnej poprzez sieć WAN IMGW, a następnie po przetworzeniu rozsyłane do użytkowników, jak np.: biura prognoz IMGW, strona internetowa IMGW, użytkownicy zewnętrzni. Dzięki systemowi PERUN otrzymujemy obraz całkowitej aktywności piorunowej (wyładowania chmurowe i doziemne) na terenie Polski i obszarów granicznych państw sąsiadujących. Archiwum danych zgromadzonych przez system obejmuje lata 2002-2005, dzięki czemu można odtworzyć dowolną, burzową sytuację archiwalną z tego okresu.

Od pierwszych odkryć Benjamina Franklina dotyczących elektrycznej: natury chmur burzowych oraz wyładowań atmosferycznych upłynęło już ponad 250 lat. Pomimo wielu lat badań aż do dnia dzisiejszego wiele kluczowych pytań dotyczących natury zjawiska ciągle pozostaje bez odpowiedzi. Dzięki rozwojowi nauki i techniki, a w szczególności opracowaniu i eksploatacji systemów detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych być może uda się znaleźć odpowiedzi na część z nich. Niniejsza publikacja miała za zadanie wprowadzić Państwa w tematykę dotyczącą wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych, mam nadzieję, że spełniła swoje zadanie.

DODATKI

SŁOWNICZEK WYBRANYCH POJĘĆ

Absorpcja – proces pochłaniania energii fali przez cząsteczki, np.: gazów w powietrzu.

Akustyczne fale (fale dźwiękowe) - to rodzaj fal ciśnienia. Media, w których mogą się poruszać, to ośrodkie sprężyste (ciało stałe, ciecz, gaz). Organy mają kierunek oscylacji zgodny z kierunkiem ruchu fali (fale podłużne).

ALDF (z ang. *Advanced Lightning Detection Finder*) – system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujący w częstotliwościach 1 kHz – 1 MHz, wykrywający głównie wyładowania doziemne w oparciu o technikę magnetyczną znajdowania kierunku. Protoplasta systemów IMPACT, wykorzystywany jeszcze w wielu krajach, jak np.: USA, Brazylia, Hiszpania i inne.

ATD (z ang. *Arrival Time Difference*) – brytyjski system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujący w paśmie bardzo niskich częstotliwości VLF, wykrywający głównie wyładowania doziemne w oparciu o technikę czasu przybycia

Atmosferyczne wyładowanie, (piorun) – wyładowanie elektryczne w atmosferze ziemskiej, zachodzące w chmurze burzowej, pomiędzy chmurami burzowymi lub pomiędzy chmurą burzową i powierzchnią Ziemi. Wyładowaniu atmosferycznemu towarzyszą: efekt świetlny – błyskawica oraz efekt dźwiękowy – grzmot.

Błyskawica – efekt świetlny towarzyszący wyładowaniu atmosferycznemu. Powstaje na skutek pobudzenia, wysoka temperaturą, atomów gazu w sąsiedztwie kanału wyładowania atmosferycznego.

Błękitne fontanny (błękitne stożki, z ang. *blue jets*) – rodzaj wyładowań chmura-jonosfera, rozchodzących się w formie niebieskich struktur, o kształcie przypominającym odwrócony stożek, z wierzchołków chmur burzowych do góry. Prędkość rozchodzenia się wynosi ok. 100 km/s, rozchodzą się zazwyczaj na wysokość 40-50 km.,

CAPE (ang. *Convective Available Potential Energy*) - wskaźnik dostępnej, potencjalnej energii konwekcyjnej. Definiuje ilość energii dostępnej dla konwekcji. Bezpośrednio związany z potencjalną prędkością pionową w prądach wznoszących, dlatego wysokie wartości CAPE wskazują na większe prawdopodobieństwo wystąpienia groźnych zjawisk.

Chmurowe wyładowania (z ang. *cloud discharge*) – grupa wyładowań atmosferycznych definiowanych jako wyładowania atmosferyczne nie osiągające powierzchni Ziemi. Do tej grupy zaliczamy wyładowania typu: chmura-chmura, chmura-powietrze, wewnętrzchmurowe, chmura-jonosfera.

Chmura - chmura wyładowanie (z ang. *cloud-to-cloud discharge*) – chmurowe wyładowanie atmosferyczne zachodzące pomiędzy dwoma przeciwnie naładowanymi centrami ładunków elektrycznych znajdującymi się w różnych chmurach. Dzięki niemu ładunek elektryczny może być przenoszony z jednej chmury do innej.

Chmura - powietrze wyładowanie (z ang. *cloud-to-air discharge*) – chmurowe wyładowanie atmosferyczne zachodzące pomiędzy dwoma przeciwnie naładowanymi centrami ładunku elektrycznego, z czego jeden znajduje się w chmurze, a drugi jest pakietem ładunków znajdującym się w powietrzu.

Cumulonimbus (chmura burzowa) - potężna, gęsta chmura o dużej pionowej rozciągłości w kształcie góry lub wieży. Przynajmniej część jej wierzchołka jest zazwyczaj gładka, włóknista lub prążkowana i prawie zawsze spłaszczona. Część ta rozpościera się często w kształcie kowadła lub rozległego pióropusza. Poniżej podstawy tej chmury, często bardzo ciemnej, występują niejednokrotnie niskie postrzępione chmury połączone lub oddzielne od podstawy oraz opady.

Czasu przybycia technika (TOA, z ang. *Time-of-Arrival*) – technika lokalizacji wyładowań atmosferycznych polegająca na wyznaczeniu położenia wyładowania poprzez porównywanie czasów rejestracji fali wygenerowanej przez wyładowanie atmosferyczne na różnych stacjach detekcji.

Czerwone krasnoludki (z ang. *red sprites*) – rodzaj wyładowań chmura-jonosfera, występujących w postaci czerwonych błysków o czasie trwania do kilku milisekund, najjaśniejszą świecą na wysokościach od 40 do 90 km.

Detekcja wyładowania atmosferycznego – wykrycie zdarzenia – wystąpienia wyładowania atmosferycznego. W obecnie stosowanych systemach detekcji wyładowań atmosferycznych sprowadza się do wykrycia zaburzenia fali elektromagnetycznej o określonej charakterystyce identyfikującej wyładowanie atmosferyczne.

DF i TOA połączona technika – technika lokalizacji wyładowania atmosferycznego polegająca na jednoczesnym wykorzystaniu technik znajdowania kierunku (DF) oraz czasu przybycia (TOA).

Dodatnie wyładowanie atmosferyczne (z ang. *positive discharge*) – wyładowanie atmosferyczne, w którym z jednego ośrodka do drugiego przenoszony jest dodatni ładunek elektryczny.

Dokładność lokalizacji stacji, systemu - dokładność, z jaką zlokalizowano dane wyładowanie. Im jest wyższa tym bardziej obliczona lokalizacja jest bliższa rzeczywistej. Dokładność lokalizacji jest zależna od: liczby stacji detekcji biorących udział w wyznaczaniu lokalizacji (minimalizacja trójkąta błędów) oraz rodzaju użytych stacji detekcji.

Doziemne wyładowanie atmosferyczne (z ang. *cloud-to-ground discharge*) – wyładowanie atmosferyczne zachodzące pomiędzy powierzchnią Ziemi i chmurą burzową. Wyróżniamy 4 rodzaje wyładowań doziemnych: inicjowane z chmury dodatnie lub ujemne, inicjowane z powierzchni Ziemi dodatnie lub ujemne.

Dyspersja – zależność współczynnika załamania od ośrodka – np.: szkła, powietrza - od długości fali. Wskutek tego fale o różnych długościach załamują się pod różnymi kątami. Zjawisko wpływające na propagację fal.

EUCLID (z ang. *European Cooperation for Lightning Detection*) – europejska sieć wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych zrzeszająca kilka innych mniejszych sieci, jak m.in.: CELDN, BLDN, ALDIS, NORDLIS i inne. Wykrywa głównie wyładowania doziemne.

ELF (z ang. *Extremely Low Frequency*) – ekstremalnie niskie częstotliwości - zakres fal radiowych (pasmo radiowe) o częstotliwości: 30-300 Hz i długości 1000-10 tys. km.

Elfy (z ang. *elves*) – rodzaj wyładowania chmura-jonosfera, występującego w postaci kregów światła rozszerzających się promieniście w dolnej jonosferze. Wyładowania tego typu występują na wysokościach około 90 km, zazwyczaj towarzyszą silnym dodatnim i ujemnym wyładowaniom doziemnym.

Elektromagnetyczne promieniowanie (fala elektromagnetyczna) - jest to rozchodzące się w przestrzeni zaburzenia sprężonego pola elektryczne (opisuje je wektor natężenia pola elektrycznego) i magnetycznego (opisuje je wektor indukcji magnetycznej), prostopadłych do siebie i do kierunku rozchodzenia się, o zmieniających się sinusoidalnie natężeniach.

Grzmot – efekt akustyczny towarzyszący wyładowaniu atmosferycznemu. Powstaje na skutek: (a) gwałtownego rozprężania się powietrza w sąsiedztwie kanału wyładowania atmosferycznego oraz (b) przekształcania energii pola elektrostatycznego chmury

burzowej w energię akustyczną. Składowa generowana dzięki (a) to składowa słyszalna grzmotu, dzięki (b) to składowa poddźwiękowa grzmotu.

IMPACT (z ang. *Improved Performance from Combined Technology*) – system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujący w niskich częstotliwościach LF (poniżej 1 MHz), wykrywający wyładowania doziemne w oparciu o połączoną technikę magnetycznego znajdowania kierunku i czasu przybycia. Systemy tego typu są szeroko rozpowszechnione na świecie i pracują m.in. w USA, Chinach, Norwegii, Szwecji i innych krajach.

Klidonograf – urządzenie składające się z dwóch elektrod, płyty izolacyjnej i materiału światłoczułego, służące do rejestracji maksymalnej wartości natężenia prądu w kanale wyładowania atmosferycznego. Wynalezione w 1924 roku przez Petersa.

Konwekcja – proces przenoszenia ciepła wynikający z ruchu materii w objętości dowolnego płynu, np.: powietrza, wody, piasku itp. Czasami przez konwekcję rozumie się również sam ruch materii związany z różnicami temperatur, który prowadzi do przenoszenia ciepła. Ruch ten precyzyjnie nazywa się prądem konwekcyjnym.

Konwekcyjny mechanizm elektryzacji (z ang. *convection hypothesis*) – hipotetyczny mechanizm elektryzacji chmur burzowych zakładający, że naładowane cząstki, produkowane dzięki jonizacji powietrza i wyładowaniom koronowym są dostarczane do chmury burzowej dzięki konwekcyjnemu unoszeniu.

LDAR (LDAR II, z ang. *Lightning Detection and Ranging*) - system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujący w częstotliwościach VHF (50-120 MHz), wykrywający wyładowania doziemne i chmurowe w oparciu o technikę TOA. Systemy tego typu pracują obecnie głównie w USA.

LF (z ang. *Low Frequency*) - fale długie (fale kilometrowe), zakres fal radiowych (pasmo radiowe) o częstotliwości: 30-300 kHz i długości 10-1 km.

Lider krokowy (prekursor, wyładowanie wstępne, z ang. *stepped leader*) – strumień ładunków powodujący na swojej drodze jonizację powietrza i tworzący kanał zjonizowanego powietrza o średnicy od 1 do 10 m (wartość uzyskana w wyniku pomiaru fotograficznego).

Liniowe wyładowanie atmosferyczne – wyładowanie atmosferyczne w postaci rozgałęzionej iskry o długości od kilku do kilkudziesięciu km. W grupie wyładowań liniowych wyróżniamy – wyładowania chmurowe i doziemne.

Lokalizacja wyładowania atmosferycznego – miejsce lub sposób wyznaczenia miejsca wystąpienia wyładowania atmosferycznego na płaszczyźnie (lokalizacja 2D) lub w

przestrzeni (lokalizacja 3D). Do lokalizacji stosuje się techniki: znajdowania kierunku (DF), czasu przybycia (TOA) oraz połączoną technikę DF i TOA

LPATS (LPATS III, LPATS IV, z ang. *Lightning Positioning and Tracking System*) - systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujące w niskich częstotliwościach LF i VLF, wykrywający wyładowania doziemne w oparciu o technikę czasu przybycia. Systemy tego typu pracują obecnie w m.in.: USA, Australii, Austrii, Szwajcarii i innych.

Lichtenberga figury – charakterystyczne obrazy zarejestrowane przez klidonograf. Różne dla wyładowań o różnej biegunowości.

NALDN (z ang. *North American Lightning Detection Network*) – północnoamerykańska sieć detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych składająca się z dwóch sieci: amerykańskiej NLDN i kanadyjskiej CLDN.

Odbicia od jonosfery – oddziaływanie wzajemnie fal elektromagnetycznych z górną warstwa atmosfery o wysokim przewodnictwie – jonosferą. Dla fal o częstotliwości mniejszej, niż tzw. częstotliwość odcięcia jonosfery (czyli ok. 5 MHz), w wyniku tego oddziaływania następuje odbicie fali od warstwy jonosfery.

Ognie św. Elma (wyładowania koronowe) - świecące wyładowania elektryczne w powietrzu z wysoko wzniesionych przedmiotów na powierzchni ziemi (piorunochrony, wiatromierze, maszty statków itp.) albo ze statków powietrznych będących w locie (końce skrzydeł, śmigła itp.), mniej lub bardziej ciągle o słabym lub umiarkowanym natężeniu.

Opadowy mechanizm elektryzacji (z ang. *precipitation hypothesis*) – hipotetyczny mechanizm elektryzacji chmur burzowych zakładający, że separacja ładunku w chmurze burzowej następuje na skutek zderzeń opadających cząstek z cząstками wznoszonymi do góry ruchami wstępującymi.

Optyczne promieniowanie (fale optyczne, światło) – rodzaj promieniowania elektromagnetycznego o fali długości 380–760 nm. wykrywane przez oko ludzkie. Przez światło rozumie się zwykle, oprócz promieniowania widzialnego, również promieniowanie podczerwone i promieniowanie nadfioletowe, które mają zbliżone właściwości i także są badane metodami optycznymi.

PERUN – zbudowany w 2001 roku system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujący w IMGW, typu SAFIR 3000.

Piorun kulisty – rodzaj wyładowania atmosferycznego w postaci świecącej kuli. Rozmiar, kolor, prędkość przemieszczania, zachowanie różne w różnych obserwacjach. Nie zbadane do dziś zjawisko fizyczne.

Pojemność detekcji stacji, systemu - liczba wyładowań, jaka może być wykryta i zlokalizowana przez system w jednostce czasu. Im wyższa tym więcej wyładowań można wykryć i zlokalizować w jednostce czasu. Uzależniona głównie od generacji i typu czujnika tj. wersji sprzętu oraz oprogramowania. W przypadku czujników uzależniona ściśle od rodzaju łączności i szybkości transmisji łącza.

Piorun perelkowy (wyładowania paciorkowe, łańcuszkowe) – rodzaj wyładowań atmosferycznych widocznych w postaci łańcuszka - oddzielonych punktów lub odcinków świetlnych.

Prąd pięknej pogody (z ang. *fair weather current*) – prąd płynący pomiędzy jonosferą i powierzchnią Ziemi w obszarach pięknej pogody, tj. bezwietrznej przy bezchmurnym niebie. Jego gęstość szacuje się na $2 \cdot 10^{-12}$ A/m². Ważny składnik globalnego obwodu elektrycznego Ziemi.

Radiowe promieniowanie (fale radiowe) – rodzaj promieniowania elektromagnetycznego o długości fali 10^{-4} – 10^5 m, co odpowiada zakresowi częstotliwości od $3 \cdot 10^3$ do $3 \cdot 10^{12}$ Hz.

Radiotrzaski (z ang. *spherics, atmospherics*) – fale promieniowania elektromagnetycznego generowanego przez wyładowania atmosferyczne w paśmie bardzo niskich częstotliwości VLF oraz niskich częstotliwości LF. Dzięki odbiciom w jonosferze rozchodzą się na bardzo duże odległości – rzędu kilku tys. km.

Refrakcja – odchylenie się toru rozchodzenia się fali spowodowane krzywizną Ziemi (ugięcie). Wyróżniamy dwa rodzaje refrakcji – normalną i anomальną. Refrakcja anomalna dzieli się na tzw. superrefrakcja i subrefrakcję. Superrefrakcja, czyli refrakcja nadkrytyczna występuje wtedy, gdy promień zakrzywienia toru fali jest mniejszy od promienia Ziemi. Subrefrakcja – gdy odchylony promień zakrzywienia jest większy od promienia Ziemi. Superrefrakcję dzielimy na: radiacyjną, burzową i adwekcyjną.

Rozdzielcość czasowa stacji, systemu - rozdzielcość, z jaką próbkiowane są obserwacje wyładowań. Im wyższa tym więcej i dokładniej można zlokalizować poszczególnych wyładowań oraz jego etapów.

Rozpraszanie fal – zmiana kierunku i częstotliwości fali, na cząsteczkach gazów, np.: tworzących atmosferę ziemską. Intensywność rozpraszania zależy od wielkości cząsteczek i długości fali.

SAFIR (z fr. *Surveillance et d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique*) – system detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych pracujący w wysokich częstotliwościach VHF (110 - 118 MHz). Wykrywa, w oparciu o technikę interferometryczną znajdowania kierunku wyładowania doziemne i chmurowe.

Systemy tego typu pracują obecnie m.in. w: Polsce (PERUN), Rumunii, Chinach, USA, Francji, Węgrzech i innych krajach.

Schumann'a rezonans – rezonans fal o ekstremalnie niskich częstotliwościach ELF, powstający w rezonatorze powierzchnia Ziemi – jonosfera. Pomiary rezonansu Schumann'a pozwalają śledzić globalną aktywność burzową.

Skuteczność detekcji stacji, systemu – procentowa część całkowitej liczby wyładowań, która została wykryta przez system (skuteczność detekcji systemu) lub pojedynczą stację (skuteczność detekcji stacji). Im wyższa tym mniejsza liczba wyładowań może zostać nie wykryta, a zatem pominięta w obserwacjach. Zależy głównie od: techniki detekcji, wielkości amplitudy (siły) odbieranego sygnału, zasięgu działania danego rodzaju czujnika, warunków lokalizacji czujników oraz od pojemności detekcji czujnika.

Tłumienie – zmniejszanie amplitudy fali spowodowane np.: oddalaniem się fali od źródła.

Turbulencja – zjawisko polegające na występowaniu w przepływie nieuporządkowanych, przypadkowych ruchów elementów płynu (powietrza).

TS x000 systemy - systemy detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych najnowszej generacji produkowane przez firmę VAISALA. W zależności od typu wykrywające wyładowania doziemne, chmurowe lub chmurowe i doziemne w oparciu o różne techniki detekcji i lokalizacji.

Uderzenie zwrotne (udar prądowy, z ang. *return stroke*) – proces rozładowywania kanału wyładowania atmosferycznego, rozpoczynający się w momencie połączenia lidera krokowego (lub strzałowego) z liderem oddolnym. Typowo czoło lidera przemieszcza się w kierunku chmury z prędkością początkową rzędu $30 \cdot 10^6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, która maleje wraz z oddalaniem się czoła od powierzchni Ziemi.

Ujemne wyładowanie atmosferyczne (z ang. *negative discharge*) - wyładowanie atmosferyczne, w którym z jednego ośrodka do drugiego przenoszony jest ujemny ładunek elektryczny.

VHF (z ang. *Very High Frequency*) - zakres fal radiowych (pasmo radiowe) o częstotliwości: 30-300 MHz i długości 10-1 m.

VLF (z ang. *Very Low Frequency*) - Fale bardzo długie (fale myriametrowe), zakres fal radiowych (pasmo radiowe) o częstotliwości: 3-30 kHz i długości 10-100 km.

Wewnątrzchmurowe wyładowanie - chmurowe wyładowanie atmosferyczne zachodzące pomiędzy dwoma przeciwnie naładowanymi centrami ładunku elektrycznego, znajdującymi się w obrębie jednej chmury. Dzięki niemu ładunek może być przenoszony w obrębie danej chmury.

Wrażliwość na warunki lokalne stacji, systemu - stopień podatności systemu, a właściwie czujników wykrywających i lokalizujących wyładowania atmosferyczne na lokalne zakłócenia i przeskody. Im jest mniejsza tym czujnik lub system jest bardziej odporny na tego typu zakłócenia i może pracować w mniej sprzyjającym środowisku.

Wyznacznik połączenia (wyładowanie oddolne, prekursor oddolny, lider oddolny, z ang. connecting leader, streamer) - zjonizowany kanał powietrza wybiegający od powierzchni Ziemi w kierunku lidera krokowego.

Znajdowania kierunku technika (DF, z ang. Direction Finding) – technika lokalizacji wyładowań atmosferycznych polegająca na wyznaczeniu kierunku (azymutu), względem kierunku odniesienia – zazwyczaj północy geograficznej, z jakiego nadeszła fala elektromagnetyczna wygenerowana przez wyładowanie. Dzięki dwóm azymutom poprzez triangulację można jednoznacznie wyznaczyć położenie wyładowania.

INDEKS SKRÓTÓW

2D	- 2 Dimensional
3D	- 3 Dimensional
ALDF	- Advanced Lightning Detection Finder
ALDIS	- Austrian Lightning Detection and Information System
AP	- Archive Processor
ARSI	- Atmospheric Research System, Inc.
ATD	- Arrival Time Difference
BLDN	- Benelux Lightning Detection Network
CAPE	- Convective Available Potential Energy
CC	- cloud-to-cloud lightning discharge
CCD	- Charged Coupled Devices
CD	- Compact Disc
CEL	- Compte Épargne Logement
CELDN	- Central European Lightning Detection Network
CG	- cloud-to-ground lightning discharge
CHMI	- Czech Hydrometeorological Institute
CLDN	- Canadian Lightning Detection Network
CNES	- Centre National d'Etudes Spatiales
CP	- Central Processor
CPS	- Central Processing System
CRDF	- Cathode-Ray Direction Finding
CSG	- Centre Spatial Guyanais
DAM	- Data Analysis Module
DCM	- Detection Control Module
DTM	- Data Transmitter Module
DF	- Direction Finding
DVD	- Digital Versatile Disc
EUCLID	- European Cooperation for Lightning Detection

ELF	- Extremely Low Frequency
FA	- Fale Akustyczne
FALLS	- Fault Analysis and Lightning Location System
FORTE	- Fast Onboard Recording of Transient Evenets
GAI	- Global Atmospherics, Inc.
GDS	- Geomet Data Services
GIS	- Geographic Information Systems
GPS	- Global Positioning System
ICLTR	- International Center for Lightning Research and Testing
IMGW	- Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
IMPACT	- Improved Performance from Combined Technology
IMPACT ES	- Improved Performance from Combined Technology Enhanced Sensitivity
IMPACT ESP	- Improved Performance from Combined Technology Enhanced Sensitivity & Performance
KSC	- Kennedy Space Center
LAN	- Local Area Network
LANL	- Los Alamos National Laboratory
LASA	- Los Alamos Sferics Array
LDAR	- Lightning Detection and Ranging
LF	- Low Frequency
LIS	- Lightning Imaging Sensor
LLP	- Lightning Loction and Protection
LMA	- Lightning Mapping Array
LMS	- Lightning Mapper Sensor
LPATS	- Lightning Positioning and Tracking System
LS	- Lightning Sensor
MDF	- Magnetic Direction Finding
NALDN	- North American Lightning Detection Network
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NLDN	- National Lightning Detection Network
NMIMT	- New Mexico Institute of Mining and Technology
ONERA	- Office National d'Etudes et de Recherches Aérospatiales
OTD	- Optical Transient Detector

ORAGES	- Observation Radioélectrique et Analyse Goniométrique des Eclairs par Satellite
PDM	- Processing and Display Module
PR	- Promieniowanie Radiowe
PO	- Promieniowanie Optyczne
SAFIR	- Surveillance et d'Alerte Foudre par Interferometrie Radioelectrique
SCM	- Safir Central Module
SMOK	- System Monitoringu i Osłony Kraju
SNL	- Sandia National Laboratory
SOK	- System Obsługi Klienta
TIU	- Timing Interface Unit
TOA	- Time-of-Arrival
TRRM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
TS	- Thunderstorm System
UPS	- Uninterruptible Power Supply
UTC	- Coordinated Universal Time
WAN	- Wide Area Network
VLF	- Very Low Frequency
VHF	- Very High Frequency

BIBLIOGRAFIA

- [1] - BODZAK, Paweł. **System detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.** Gazeta Obserwatora IMGW, 5/2004, s. 11-15
- [2] - JANISZEWSKI, Feliks. **Instrukcja dla stacji meteorologicznych.** Wyd. I. Warszawa: Wydawnictwa Geologiczne, 1988, s. 164-164, ISBN 83-220-0329-3
- [3] - RAKOV, V. A. UMAN, M. A. **Lightning: Physics and Effects.** London: Cambridge University Press, 2003. 687 s. ISBN 0-521-58327-6
- [4] - JAKUBOWSKI, Jan. **Piorun ujarzmiony.** Wyd. I. Warszawa: PW Wiedza Powszechna, 1957. 261 s.
- [5] - IRIBARNE, J. V. CHO, H.-R. **Fizyka Atmosfery.** Wyd. I. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1988. 255 s. ISBN 83-01-07939-8
- [6] - NIEDŹWIEDŹ, Tadeusz. **Słownik meteorologiczny.** Wyd. I. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 2003. 495 s. ISBN 83-88897-25-X
- [7] - UMAN, M. A. **The Lightning Discharge.** International Geophysics Series, vol. 39. New York: Academic Press, 1987. 377 s.
- [8] - HERMAN, J. **Z historii piorunochron.** Przegląd elektrotechniczny 6, 1999, s. 162-163
- [9] - TWAROGOWSKI, Tadeusz. **Pogromca piorunów.** Wyd. I. Warszawa: Nasza Księgarnia, 1958. 84 s.
- [10] - WEJTKOW, Teodor. **Kronika Elektryczności.** Wyd. II. Warszawa: Spółdzielnia Wydawnicza Współpraca, 1949. 333 s.
- [11] - LARSEN, Egon. **Ujarzmienie piorunów.** Wyd. I. Warszawa: Spółdzielnia Wydawnicza KSIĄŻKA, 1948. 68 s.
- [12] - DIBNER, B. **Benjamin Franklin.** W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 409-436. ISBN 0-12-287801-9
- [13] - <http://www.mojenergia.pl/strony/1/i/136.php>
- [14] - <http://www.ee.pw.edu.pl/sep108/pli/wep.htm>
- [15] - <http://www.naszesudety.pl/?p=artykulyShow&iArtykul=225>

- [16] - <http://www.converter.cz/fyzici/divis.htm>
- [17] - SZPOR, Stanisław. *Ochrona odgromowa*. Tom I. Wyd. I. Warszawa: Państwowe Wydawnictwa Techniczne, 1953. 409 s.
- [18] - SZPOR, Stanisław. KOTŁOWSKI, Jan. ZABOROWSKI, Bohdan. *Badania nad piorunem i błyskawicą bezziemną za pomocą aparatu fotograficznego wirującego – II*. W: Piorun i ochrona odgromowa – Część I Zbiór prac z Zakładu Wysokich Energii Politechniki Gdańskiej. Wyd. I. Gdańsk: Gdańskie Towarzystwo Naukowe, 1963, s. 9-34.
- [19] - SZPOR, Stanisław. SAMUŁA, Jan. *Ochrona odgromowa*. Tom I Wiadomości podstawowe. Wyd. III. Warszawa: Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, 1983. 416 s. ISBN 83-204-0436-3 t. I, ISBN 83-204-0428-2 całość.
- [20] - BODZAK, Paweł. *Systemy detekcji i lokalizacji wyładowań elektrycznych w atmosferze*. Praca magisterska, Uniwersytet Warszawski, Wydział Fizyki, Warszawa, 2000. 74 s.
- [21] - HEIDLER, F. ZISCHANK, W. WIESINGER, J. *Statistic of lightning current parameters and related nearby magnetic fields measured at the Peissenberg Tower*. Proceedings: 25th International Conference on Lightning Protection, ICLP 2000. Rodos, Grecja, 18-22 wrzesień 2000.
- [22] - DIENDORFER, G. i in. *Lightning current measurements in Austria – experimental setup and first results*. Proceedings: 25th International Conference on Lightning Protection ICLP 2000. Rodos, Grecja, 18-22 wrzesień 2000.
- [23] - KORDI, Behzad i in. *Application of the antenna theory model to a tall tower struck by lightning*. Journal of Geophysical Research, vol. 108, no. D17, 4542, 2003. Doi: 10.1029/2003JD003398.
- [24] - DIENDORFER, Gerhard. MAIR, Martin. SCHULZ, Wolfgang. *Detailed brightness versus lightning current amplitude correlation of flashes to the Gaisber Tower*. Proceedings: 26th International Conference on Lightning Protection, ICLP 2002. Kraków, Polska. 2-6 września 2002.
- [25] - RAKOV, V. A. i in. *Lightning properties from triggered-lightning experiments at Camp Blanding, Florida (1997-1999)*. 25th International Conference on Lightning Protection ICLP 2000. Rodos, Grecja. 18-22 wrzesień 2000.
- [26] - PICHLER, H. DIENDORFER, G. MAIR, M. *Statistics of lightning current parameters measured at the Gaisberg Tower*. 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.

- [27] - DIENDORFER, G. SCHULZ, W. MAIR, M. *Effects of field propagation on the peak current estimates.* Proceedings: 15th International Lightning Detection Conference ILDC 1998. Tucson, USA. 17-18 listopad 1998
- [28] - DIENDORFER, G. SCHULZ, W. FUCHS, F. *Comparison of correlated data from the Austrian Lightning Location System and measured lightning currents at the Peissenberg Tower.* Referat zaprezentowany podczas konferencji: 24th International Conference on Lightning Protection, ICLP 1998. Birmingham, Anglia. Wrzesień 1998.
- [29] - DIENDORFER, G. PICHLER, H. *Properties of lightning discharges to an instrumented tower and their implication on the location of those flashes by lightning location systems.* Referat zaprezentowany podczas warsztatów: International Workshop on Physics of Lightning, IWLP. Gwadelupa, Francja. Maj 2004.
- [30] - MIKI, M. i in. *Characterization of pulses superimposed on the initial continuous current of upward lightning.* Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003. http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/ThC2-002-128_Miki_et_al.pdf
- [31] - MACIĄŻEK, A. *System wykrywania i lokalizacji wyładowań atmosferycznych w Polsce.* Referat zaprezentowany podczas konferencji: Wyładowania atmosferyczne – systemy rejestracji i ochrony. Bielsko-Biała. 5-7 czerwca 2002.
- [32] - LOPEZ, Raul. HOLLE, Ronald. *Fluctuations of lightning casualties in the United States: 1959 – 1990.* Journal Climate, nr 9, 1996, s. 608-615.
- [33] - MURPHY, Martin. CUMMINS, Kenneth L. *Early detection and warning of cloud-to-ground lightning at a point of interest.* Referat zaprezentowany podczas: American Meteorological Society Meeting. Long Beach, USA. 8-14 stycznia 2000.
- [34] - ROBLE, Raymond. TZUR, Israel. *The Global Atmospheric - Electrical Circuit.* W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 206-231.
- [35] - FEYNMAN, Richard P. LEIGHTON, Robert B. SANDS, Matthew. *Feynmana wykłady z fizyki.* Tom II, część 1. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1974.

- [36] - ZAWADZKI, Piotr. *Prognozowanie przejściowych stanów elektromagnetycznych w instalacjach odgromowych*. Rozprawa doktorska. Gliwice: Politechnika Śląska. 1997. <http://minibo.iele.polsl.gliwice.pl/~pz/thesis/Thesis.html>
- [37] - RAKOV, V. A. *Comparison of positive and negative lightning*. Proceedings: 15th International Lightning Detection Conference ILDC 1998. Tucson, USA. 17-18 listopad 1998.
- [38] - STORM, Dunlop. *Pogoda - Przewodnik Ilustrowany: chmury, zjawiska optyczne, opady*. Warszawa: Świat Książki. 2003. 191 s.. ISBN 83-7311-647-8.
- [39] - RETALLACK, B. J. *Podstawy meteorologii*. Wyd. I. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, seria: Instrukcje i podręczniki, 1991. 308 s. ISBN 83-85176-06-3.
- [40] - HAMAN, Krzysztof. *Wstęp do fizyki atmosfery*. Wyd. I. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1965. 166 s.
- [41] - *Multimedialny Atlas Chmur IMGW w wersji CD*. Wersja testowa, 2001.
- [42] - RICHARD, Phillippe. *Total lightning detection technology, application in weather nowcasting*. Proceedings: WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental, Instruments and Methods of Observation, TECO-2000. Beijing, Chiny. 23-27 października 2000.
- [43] - ROTH, Ginter. *Pogoda i klimat*. Warszawa: Świat Książki, 2000, s. 56-58. ISBN 83-7227-584-X, nr 2615.
- [44] - KREHBIEL, Paul R. *The Structure of Thunderstorms*. W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 90-114.
- [45] - WILLIAMS, Earle. *The electrification of thunderstorms*. Scientific American, November 1988, s. 88-99.
- [46] - BLACK, Robert A. HALLET, John. *The mystery of cloud electrification*. American Scientist, vol. 86, nr 6. Listopad- grudzień 1998.
- [47] - MOORE, C. B. VONNEGUT B. *The Thundercloud*. W: GOLDE, R. H. Lightning. vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 51-93. ISBN 0-12-287801-9.
- [48] - BARAŃSKI, Piotr. *Doziemne wyładowania atmosferyczne – opis fenomenologiczny*. Referat zaprezentowany podczas konferencji: Wyładowania atmosferyczne – systemy rejestracji i ochrony. Bielsko-Biała. 5-7 czerwca 2002.

- [49] - BARDEEN, C. G. *A survey of cloud electrification mechanisms*. University of Colorado, Boulder, Colorado, USA.
<http://ucsub.colorado.edu/~bardeenc/atoc5600/main.html>
- [50] - BEARD, Kenneth. OCHS, Harry. *Charging Mechanisms in Clouds and Thunderstorms*. W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 90-113.
- [51] - LEVIN, Zev. TZUR, Israel. *Models of the Development of the Electrical Structure of Clouds*. W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 131-148.
- [52] - BERGER, K. ANDERSON, R. B. KNONINGER, H. *Parameters of lightning flashes*. Electra nr 41. 1975, s. 23-37.
- [53] - BODZAK, Paweł. *Zastosowania operacyjne systemu SAFIR*. Referat zaprezentowany podczas konferencji: Wyładowania atmosferyczne – systemy rejestracji i ochrony. Bielsko-Biała, 5-7 czerwca 2002.
- [54] - http://www.australiansevereweather.com/photography/lightning/lightning_bolts0112.htm
- [55] - ORVILLE, Richard. *Lightning Phenomenology*. W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 23-29.
- [56] - RÓŻDŻYŃSKI, Kazimierz. *Miernictwo meteorologiczne*. Tom 2. Wyd. I. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, seria: Instrukcje i podręczniki, 1996. Rozdz. X, s. 199-219. ISBN 83-85176-31-4.
- [57] - UMAN, Martin. KRIDER, E. Philip. *Natural and artificially initiated lightning*. Science 27, vol. 246, s. 457-464. October 1989.
- [58] - DEMETRIADES, Nicholas W. S i in. *The advantages of total lightning over CG lightning for thunderstorm cell identification and tracking and its complements to radar reflectivity*. Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja, 9-13 czerwiec 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/MoB4-003-043-242_Demetriades_et_al.pdf
- [59] - DEMETRIADES, Nicholas W. S i in. *The importance of total lightning in the future of weather nowcasting*. Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [60] - MARDIANA, R. KAWASAKI, Z.-I., MORIMOTO, T. *Three-dimensional lightning observations of cloud-to-ground flashes using broadband interferometers*. Journal of

- Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 64, 2002, s. 91–103.
<http://www1a.comm.eng.osaka-u.ac.jp/~morimoto/pub/A2.pdf>
- [61] - STARR, Stan i in. ***LDAR, a Three-dimensional lightning warning system: its development and use by the government, and transition to public availability.*** Proceedings: 35th Space Congress. Cocoa Beach, USA. 28 kwiecień – 1 maj 1998. <http://techreports.ksc.nasa.gov/ktrs/pub/docs/ksc/cy98/ksc-00325.ps>
- [62] - Zdjęcie autorstwa Ksawerego Skapskiego.
- [63] - BROOK, M. OGAWA, T. ***The Cloud Discharge.*** W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 191-230. ISBN 0-12-287801-9.
- [64] - MURPHY, Martin. CUMMINS, Kenneth. ***Two-dimensional and three-dimensional cloud discharge detection.*** Proceedings: 15th International Lightning Detection Conference ILDC 1998. Tucson, USA. 17-18 listopad 1998.
- [65] - VILLANUEVA, Y. i in. ***Microsecond-scale electric field pulses in cloud lightning discharges.*** Journal of Geophysical Research, vol. 99, nr D7, 1994, s. 14353-14360. <http://www.lightning.ece.ufl.edu/PDF/m-sefpicld.PDF>
- [66] - UMAN, M. A. ***Characteristic of natural and triggered lightning.*** Proceedings: 15th International Lightning Detection Conference ILDC 1998. Tucson, USA. 17-18 listopad 1998.
- [67] - KRIDER, Philip. ***Physics of Lightning.*** W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 30-40.
- [68] - SZÓSTKA, Jarosław. ***Fale i anteny.*** Wydanie II. Warszawa. Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, 2001. 480 s. ISBN 83-206-1414-7.
- [69] - KUJAWSKI, Adam. MOSTOWSKI, Jan. ***Promieniowanie elektromagnetyczne.*** Wydanie II. Warszawa: Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, 1977. 126 s.
- [70] - ZAREMBIŃSKI, Marian. ***Anteny odbiorcze TV-UKF.*** Wydanie V poprawione. Warszawa: Wydawnictwo Komunikacji i Łączności, 1973. 162 s.
- [71] - GLASS, I. I. ***Fale uderzeniowe i człowiek.*** Wydanie I. Warszawa. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1980. 261 s. ISBN 0137-5032.
- [72] - DWYER, J. R. i in. ***A ground level gamma-ray burst observed in association with rocket-triggered lightning.*** Geophysical Research Letters, vol. 31, L05119, 2004. Doi: 10.1029/2003GL018771. <http://www.lightning.ece.ufl.edu/PDF/Gammarays.pdf>

- [73] - MERCURE, H.P. i in. ***Guiding and triggering large-scale spark discharges using ultra short pulse lasers.*** Proceedings: 25th International Conference on Lightning Protection ICLP 2000. Rodos, Grecja. 18-22 wrzesień 2000.
- [74] - DIELS, Jean-Claude i in. ***Laserowe piorunochrony.*** Świat Nauki, nr 10, 1997.
- [75] - KHAN, Nasrullah. ***Laser-triggered lightning discharge.*** New Journal of Physics, nr 4 (61), 2002, s. 61.1-61.20.
- [76] - RAKOV, V.A. UMAN, M.A. RAMBO, K.J. ***A review of ten years of triggered-lightning experiments at Camp Blanding, Florida.*** Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/ThC3-011-161_Rakov_et_al.pdf
- [77] - WINCKLER, J. R. ***The cloud-ionosphere discharge: A newly observed thunderstorm phenomenon.*** Proc. Natl. Acad. Sci. USA, vol. 94, wrzesień 1997, s. 10512-10519.
<http://www.pnas.org/cgi/reprint/94/20/10512.pdf>
- [78] - WINCKLER, J. R. ***Further observations of cloud-ionosphere electrical discharges above thunderstorms.*** J. Geophys. Res., nr 100, 1995, s. 14335.
- [79] - WINCKLER, J. R. i in. ***New high-resolution ground-based studies of cloud-ionosphere discharges over thunderstorms (CI or Sprites).*** J. Geophys. Res., nr 101, 1996, s. 6997.
- [80] - MENDE, Stephen B. SENTMAN, Davis D. WESCOTT, Eugene M. ***Wyladowania atmosferyczne ponad chmurami.*** Świat Nauki nr 10, 1997.
- [81] - WILLIAMS, Earle. ***Sprites, Elves, and Glow Discharge Tubes.*** Physics Today, vol. 54, nr 11, listopad 2001. <http://www.physicstoday.com/pt/vol-54/iss-11/p41.html>
- [82] - HERZOG, Carrie D. ***Sprites, and Elves in the Atmosphere.*** Research/Penn State. Vol. 18, nr 3, wrzesień 1997. <http://www.rps.psu.edu/sep97/sprites.html>
- [83] - ***Piorunem w kosmos.*** Gazeta Wyborcza. 12 października 2005.
- [84] - HOBARA, Y. ***Elf transients and ionospheric disturbances in association with Sprites and Elves.*** Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/WeE1-004-073_Hobara.pdf
- [85] - HOBARA, Y. i in. ***Locating distant intensive lightning from ELF electromagnetic waves and their characteristics'.*** Proceedings: NATO Advanced Study Institute

- Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges. Corte, Korsyka, Francja. 24-31 lipiec 2004. <http://www.bath.ac.uk/~eesmf/SUMMER/MS/hobara.pdf>
- [86] - LYONS, Walter. NELSON, Thomas. *Some initial results from the Sprites'98 Campaign*. Proceedings: 15th International Lightning Detection Conference ILDC 1998. Tucson, USA. 17-18 listopad 1998.
- [87] - PINTO, O. i in. *Thunderstorm and lightning characteristics associated with Sprites in BRAZIL*. Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [88] - THOMAS, Jeremy Norman. *Lightning-Driven Electric and Magnetic Fields Measured in the Stratosphere: Implication for Sprites*. Rozprawa doktorska. University of Washington, 2005.
https://earthweb.ess.washington.edu/lnk/jnt/jnt_thesis.pdf
- [89] - WRÓBLEWSKI, Andrzej Kajetan. *O piorunach kulistych, latających talerzach i innych meteorach*. Delta, nr 7. 1976. http://www.wiw.pl/delta/o_piorunach.asp
- [90] - TURNER, David J. *The missing science of ball lightning*. Journal of Scientific Exploration, vol. 17, nr 3, 2003, s. 435–496.
- [91] - MARKS, Andrzej. *Tajemnica pioruna kulistego*. Wyd. I. Poznań: Krajowa Agencja Wydawnicza, 1984. 221 s.
- [92] - CIEŚLIŃSKI, Piotr. *Zagadkowy Piorun*. Gazeta Wyborcza, magazyn nr 16, dodatek do Gazety Wyborczej nr 94, 20 kwietnia 2000. s. 40.
- [93] - SINGER, S. *Ball Lightning*. W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 409-436. ISBN 0-12-287801-9.
- [94] - LATHAM, J. STROMBERG, I. M. *Point-discharge*. W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 409-436. ISBN 0-12-287801-9.
- [95] - BARRY, James. *Ball Lightning and Bead Lightning: Extreme Forms of Atmospheric Electricity*. SPRINGER, 1980. 312 s. ISBN: 0306402726
- [96] - CHAUZY, Serge. COQUILLAT, Sylvian. SOULA, Serge. *On the relevance of lightning imagery from geostationary satellite observation for operational meteorological applications*. Ref EUMETSAT: EUM/COL/LET/02/1562, Request for Quotation N° 02/642.
<http://www.eumetsat.de/en/area4/pps/ExpertMeetings/Reports/Chauzy.pdf>

- [97] - BATTAN, L. J. *Some factors governing precipitation and lightning from convective clouds.* Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 22, 1965, s. 79-84.
- [98] - KINZER, G.D. *Cloud-to-Ground lightning versus radar reflectivity in Oklahoma thunderstorm.* Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 31, 1974, s. 787-799.
- [99] - HOLLE, R. L. i in. *The life cycle of lightning and severe weather in 3-4 June 1985 PRE-STORM MCS mesoscale convective system.* Mon. Weather Rev, vol. 122, 1994, s. 1798-1808.
- [100] - WILLIAMS, E.R. i in. *A radar and electrical study of tropical „hot towers”.* Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 49, 1992, s. 1386-1395.
- [101] - PIEPGRASS, M. V. Krider, E. P. Moore, C. B. *Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms.* J. Geophys. Res., nr 87, 1982, s. 11193-11201.
- [102] - ZHOU, Y. QIW, X. SOULA, S. *A study of the relationships between cloud-to-ground lightning and precipitation in the convective weather system in China.* Annales Geophysicae, nr 20, 2002, s. 107-113.
<http://www.copernicus.org/EGU/annales/20/107.htm>
- [103] - LANG, Timothy J. RUTLEDGE, Steven A. *Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning.* Monthly Weather Review, vol. 130. 2002. s. 2492-2506.
http://olympic.atmos.colostate.edu/~tlang/pubs/lang_and_rutledge_2002.pdf
- [104] - SHERIDAN, S. C. GRIFFITHS, J. F. ORVILLE, R. E. *Warm season cloud-to-ground lightning–precipitation relationships in the south-central United States.* Wea. Forecasting, vol. 12, 1997, s. 449-458.
<http://www.met.tamu.edu/personnel/faculty/orville/SheridanOrville.pdf>
- [105] - SAYLOR, John R. i in. *The correlation between lightning and DSD parameters.* IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, vol. 43, nr 8, sierpień 2005.
<http://www.ces.clemson.edu/~jsaylor/paperPdfs/ieee.v43.n08.pdf>
- [106] - PETERSEN, W. A. RUTLEDGE, S.A. *On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall.* J. Geophys. Res., nr 103, D12, 1998, s. 14025–14040.
- [107] - BLYTH, A. M. i in. *Determination of ice precipitation rates and thunderstorm anvil ice contents from satellite observations of lightning.* Atmospheric Research, 59-60 2001, s. 217-229.

- [108] - BAKER, M. B. i in. *Relationships between lightning activity and various thundercloud parameters: satellite and modelling studies.* Atmospheric Research, nr 51, 1999, s. 221-236.
- [109] - BLYTH, A.M. i in. *Derivation of thundercloud ice hydrometeor characteristics from satellite observations of lightning.* Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003. http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/FrF1-005-025_Blyth_at_al.pdf
- [110] - PETERSEN, Walter i in. *TRMM observations of the basic relationship between ice water content and lightning.* The 85th AMS Annual Meeting. San Diego, USA. 9-12 styczeń 2005.
- [111] - PETERSEN, Walter i in. *TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning.* Geophysical Research Letters, vol. 32, L14819, 2005. Doi: 10.1029/2005GL023236.
- [112] - DEIERLING, Wiebke. *Towards the relationship between total lightning activity and downward as well as upward ice mass fluxes in thunderstorms.* The 85th AMS Annual Meeting. San Diego, USA. 9-12 styczeń 2005.
- [113] - DYE, W. P. i in. *The electrification of New Mexico Thunderstorms 1. Relationship between precipitation development and the onset of electrification.* J. Geophys. Res., nr 94, 1989, s. 8643-8656.
- [114] - WILLIAMS, Earle i in. *The behaviour of total lightning activity in severe Florida thunderstorms.* Atmospheric Research, nr 51, 1999, s. 245–265.
- [115] - CIFELLI, Robert i in. *Radar observations of the kinematics, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA.* Journal of Geophysical Research, vol. 107, nr D20, 8077, 2002. Doi: 10.1029/2000JD000264. http://olympic.atmos.colostate.edu/lba_trmm/pdf/cifellietal_jgr02.pdf
- [116] - LANG, Timothy. RUTLEDGE, Steven. *Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning.* Monthly Weather Review: vol. 130, nr. 10, 2002, s. 2492–2506.
- [117] - Lang, T. J. *The severe thunderstorm electrification and precipitation study.* Bull. Amer. Meteor. Soc., nr 85, 2004, s. 1107–1125. http://www.crh.noaa.gov/ilx/papers/Steps_Paper.pdf
- [118] - GILMORE, Matthew S. i in. *The influence of local environmental conditions upon super cell kinematics, microphysics, electrification, and lightning.* Proceedings: 12th

International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.

http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/MoB1-003-056_Gilmore_et_al.pdf

- [119] - PRICE, C. J. RIND, D. *Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies.* J. Geophys. Res., nr 99, 1994, s. 10823-10831. Doi: 10.1029/94JD00019.

http://pubs.giss.nasa.gov/docs/1994/1994_PriceRind2.pdf

- [120] - FRANZBLAU E. POPP, C. J. *Nitrogen oxides produced from lightning.* J. Geophys. Res., nr 94, 1989, s. 11089-11104.

- [121] - PRICE, C. ASFUR, M. *Lightning and climate: the water vapour connection.* Special Workshop 2002, Cambridge, Wielka Brytania.

<http://rp.iszf.irk.ru/hawk/URSI2002/GAbstracts/papers/p1146.pdf>

- [122] - PRICE, C. *Global surface temperatures and the atmospheric electrical circuit.* Geophys. Res. Lett., nr 20, 1993, s. 1363-1366.

- [123] - WINTERRATH, Tanja i in. *Enhanced O₃ and NO₂ in thunderstorm clouds: convection or production?* Geophysical Research Letters, vol. 26, nr 9, 1999, s. 1291-1294. http://www.iup.uni-bremen.de/doas/paper/grl_99_winter.pdf

- [124] - HARRISON, R.G. *The global atmospheric electrical circuit and climate.* Surveys in Geophysics, vol. 25, nr 5-6, 2005, s. 41-484. Doi: 10.1007/s10712-004-5439-8.

<http://arxiv.org/ftp/physics/papers/0506/0506077.pdf>

- [125] - FINKE, U. KREYER, O. *Detect and locate lightning events from geostationary satellite observations. Report part I, review of existing lightning location systems.* wrzesień 2002. Nr ref. EUM/CO/02/1016/SAT.

http://www.muk.uni-hannover.de/forschung/hauf/Eumetsat_rep_part1_end.pdf

- [126] - FEW, Arthur. *Acoustic Radiations from Thunderstorms.* W: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press. Washington D.C., 1986, s. 46-60.

- [127] - *Multimedialna Nowa Encyklopedia Powszechna PWN.* Wydawnictwa Naukowe PWN, 1998. ISBN 8301130571. http://encyklopedia.pwn.pl/74441_1.html

- [128] - HILL, R.D. Thunder. W: GOLDE, R. H. *Lightning.* Vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 385-408. ISBN 0-12-287801-9.

- [129] - PIERCE, E.T. *Atmospherics and Radio Noise*. W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. I Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 351-384. ISBN 0-12-287801-9.
- [130] - CUMMINS, Kenneth. MURPHY, Martin. TUEL, Jeffrey. *Lightning detection methods and meteorological application*. W: Hydro – meteorological support of allied forces and PfP members' task realization. IV International Symposium on Military Meteorology. Malbork, Polska, 25-28 wrzesień, 2000, s. 85-100. ISBN 83-913565-2-3.
- [131] - BARTOSIK, Bogusław. *Lightning detection systems*. W: Hydro – meteorological support of allied forces and PfP members' task realization. IV International Symposium on Military Meteorology. Malbork, Polska, 25-28 wrzesień, 2000, s. 41-46. ISBN 83-913565-2-3.
- [132] - CUMMINS, Kenneth i in. *A Combined TOA/MDF Technology Upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network*. J. Geophys. Res., 103, 1998, s. 9035-9044.
- [133] - KREHBIEL, Paul i in. *Three-Dimensional Total Lightning Observations with the Lightning Mapping Array*. Proceedings: 17th International Lightning Detection Conference ILDC 2002. Tucson, USA. 16-18 października 2002.
- [134] - RISON, W. *A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico*. Geophys. Res. Lett., nr 26, 1999, s. 3573-3576.
- [135] - QING, Meng i in. *Research on lightning warning with SAFIR lightning observation and meteorological detection data in Beijing-Hebei areas*. Proceedings: WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental, Instruments and Methods of Observation, TECO-2005. Bukareszt, Rumunia, 4-7 maja 2005.
- [136] - MURPHY, Martin. *Three-dimensional Lightning Mapping Using LDAR II Systems*. Proceedings: 26th International Conference on Lightning Protection, ICLP 2002. Kraków, Polska. 2-6 września 2002.
- [137] - JAGODZIŃSKI, Zenon. *Systemy radionawigacyjne*. Wydawnictwo MON, Warszawa. 1961.
- [138] - CUMMINS, Kenneth L. MURPHY, M. J. *Overview of lightning detection in the VLF, LF, and VHF frequency ranges*. Preprints, International Lightning Detection Conference, ILDC 2000. Tucson, USA. 7-8 listopada 2000.
https://www.thelightningpeople.com/htm/about/events/ildc/ildc2000/docs/03_CUMMINS.pdf

- [139] - BODZAK, Paweł; BARAŃSKI, Piotr. *Metody kontroli jakości danych w polskim systemie detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.* W: Metody kontroli jakości dla polskiej Państwowej Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej. Wyd. I. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, seria: Monografie, 2005, s. 197-214. ISBN 83-88897-54-3.
- [140] - KOSHAK, W. J. BLAKESLEE, R. J. BAILEY, J. C. *data retrieval algorithms for validating the Optical Transient Detector and the Lightning Imaging Sensor.* Journal of Atmospheric and Oceanic Technology: vol. 17, nr 3, 2000, s. 279–297.
- [141] - *Instrukcja dotycząca urządzeń CGLSS (systemu wykrywania wyładowań doziemnych w Kennedy Space Center, USA)* - Meteorological\CCAFS\81900\Cloud To Ground Lightning Surveillance System (CGLSS). Styczeń 2002. http://www-sdd.fsl.noaa.gov/RSA/cglss/CGLSS_inst_handbook.pdf
- [142] - <http://www.deh.gov.au/ssd/general/lightning.html>
- [143] - KRIDER, E. P. NOGGLE, R. C. UMAN, M. A. *A gated, wideband magnetic direction finder for lightning return strokes.* J. Appl. Meteor., nr 15. 1976, s. 301-306. <http://ams.allenpress.com/pdfserv/i1520-0450-015-03-0301.pdf>
- [144] - DALY, Noelle i in. *Results from the upgraded ATD Sferics lightning detection system of the Met Office (UK).* Proceedings: 16th International Lightning Detection Conference ILDC 2000. Tucson, USA. Listopad 2000. https://www.lightningstorm.com/htm/about/events/ildc/ildc2000/docs/18_Daly_EFile.pdf.
- [145] - NASH, J. i in. *Progress in introducing new technology sensor sites for the Met Office long-range lightning detection system.* Proceedings: WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental, Instruments and Methods of Observation, TECO-2005. Bukareszt, Rumunia, 4-7 maja 2005.
- [146] - NASH, J. i in. *Improving the detection efficiency and extending the service area of the UK ATD SFERICS lightning detection and location system.* Proceedings: WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental, Instruments and Methods of Observation, TECO-2002. Bratysława, Słowacja. 23 - 25 wrzesień 2002.
- [147] - NASH, John. *The UK Met. Office's upgraded Lightning Location System.* Proceedings: WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental, Instruments and Methods of Observation, TECO-2000. Beijing, Chiny. 23-27 października 2000.

- [148] - Oficjalna strona brytyjskiego Met-Office
<http://www.metoffice.com/education/secondary/students/lightning.html>
- [149] - <http://www.oa.uj.edu.pl/~kubisz/w2.htm> Strona Pracowni Rezonansu Schumanna Uniwersytetu Jagiellońskiego
- [150] - KRUGER, Anton. *Construction and deployment of an ULF receiver for the study of Schumann resonance in Iowa.* University of Iowa.
http://cosmos.ssol.iastate.edu/isgc/RES_INF/VRR2003/Kruger-SEED.pdf
- [151] - Williams, Earle R. *The Schumann Resonance: A global tropical thermometer.* Science, vol. 256, 1992, s. 1184-1187.
- [152] - MARCZ, F. SATORI, G. ZIEGER, B. *Variations in Schumann resonance and their relation to atmospheric electric parameters at Nagycenk station.* Annales Geophysicae, vol. 15, 1997, s. 1604-1614.
<http://www.copernicus.org/EGU/annales/15/ag15/1604.pdf>
- [153] - ONDRASKOVA, A. i in. *The detection of magnetic field component of Schumann eigenmodes using search coil sensors at Modra observatory.* Measurement Science Review, vol. 5, Section 3, 2005. <http://www.measurement.sk/2005/S3/Ondraskova.pdf>
- [154] - SÁTORI, G. ZIEGER B. *Areal variations of the worldwide thunderstorm activity on different time scales as shown by Schumann resonance.* Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/FrF2-016-168_Satori_Zieger.pdf
- [155] - NICKOLAENKO, Alexander P. HAYAKAWA, Masashi. HOBARA, Yasuhide. *Long-term periodical variations in global lightning activity deduced from the Schumann resonance monitoring.* Journal of Geophysical Research, vol. 104, D22, 1999, s. 27585-27592. Doi: 10.1029/1999JD900791.
- [156] - STARR, S. i in. *LDAR, A Three-dimensional lightning warning system: It's development and use by the government and transition to public availability.* 35th Space Congress. Cocoa Beach, USA. 1998.
<http://techreports.ksc.nasa.gov/ktrs/pub/docs/ksc/cy98/ksc-00325.pdf>
- [157] - -. *Lightning Detection... in a Flash.* 18 października 2004. Artykuł ze strony internetowej NASA6. (Magazyn SpinOff 2001)
http://www.nasa.gov/missions/science/lightning_warn.html

- [158] - STEIGER Scott M. i in. ***Total lightning and radar characteristics of supercells: insights on electrification and severe weather forecasting.*** Proceedings: Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, San Diego, USA. 9-14 Styczeń 2005. <http://ams.confex.com/ams/pdffiles/84908.pdf>
- [159] - DEMETRIADES, Nicholas W. S. LOJOU, Jean-Yves. ***The potential of high performance, regional total lightning networks and enhanced display products for public safety and broadcast meteorology applications.*** Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, Atlanta, USA. 28 stycznia – 02 lutego, 2006. <http://ams.confex.com/ams/pdffiles/103578.pdf>
- [160] - DOTZEK, Nikolai i in. ***Lightning activity related to satellite and radar observations of a mesoscale convective system over Texas on 7–8 April 2002.*** Atmospheric Research, nr 76, 2005, s. 127–166.
http://www.met.tamu.edu/personnel/faculty/carey/Dotzek_etal_2005.pdf
- [161] - KREHBIEL, Paul. i in. ***Thunderstorm observations with the Lightning Mapping Array.*** Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.
http://www.lightning.nmt.edu/publications/Conferences/ILDC_2002/pk_ILDC_2002.pdf
- [162] - GOODMAN, S. J. i in. ***The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects.*** Atmospheric Research, nr 76, 2005, s. 423–437.
http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/sport/publications/atmos_res_76_goodman.pdf
- [163] - RISON, William. WINN William P. HUNYADY Stephen J. ***Initial results from a compact, high time resolution, Lightning Mapping System.*** Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwca 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/ThC4-020-163_Rison_Compact_LMA.pdf
- [164] - THERY, C. ***Evaluation of LPATS data using VHF interferometric observations of lightning flashes during the EULINOX experiment.*** Atmos. Res., nr 56, 2001, s. 397-409.
http://www.pa.op.dlr.de/eulinox/publications/finalrep/Theory1/Final_Report_Theory1.pdf
- [165] - <http://www.sankosha.co.jp/eng/rd/rakurai/lpats.htm>
-

- [166] - CASPER, P.W. BENT, R. B. *Results from the LPATS U.S.A. National Lightning Detection and Tracking System for the 1991 lightning season.* Proceedings: 21st International Conference on Lightning Protection, ICLP. Berlin, Niemcy. 21-25 wrzesień 1992, s. 339-342.
- [167] - MONTANDON, E. AHNEBRINK, T. BENT, R. B. *Analysis of lightning strike density and recorded waveforms by the Swiss Lightning Position and Tracking System.* Proceedings: 21st International Conference on Lightning Protection, ICLP. Berlin, Niemcy. 21-25 wrzesień 1992, s. 313-318.
- [168] - WOOD, T. G. INAN, U. S. *Localization of individual lightning discharges via directional and temporal triangulation of sferics measurements at two distant sites.* J. Geophys. Res., 109, D21109, listopad 2004. Doi: 10.1029/2004JD005204.
<http://www-star.stanford.edu/~vlf/publications/2004-05.pdf>
- [169] - SMITH, D.A. i in. *The Los Alamos Sferic Array: A research tool for lightning investigation.* Journal of Geophysical Research, vol. 17, nr D13, 2002. Doi: 10.1029/2001JD000502
- [170] - SMITH, D.A. i in. *The Los Alamos Sferic Array: Ground truth for the FORTE satellite.* NIS-1, Los Alamos National Laboratory Los Alamos. Nr ref. LA-UR-00-4883. 29 wrzesień 2000.
http://www.forte.lanl.gov/science/publications/2000/Smith_2000_Los_Alamos.pdf
- [171] - HEAVNER, Matthew. SMITH, David. HARLIN, Jeremiah. *Current Los Alamos Sferic Array Studies.* Proceedings: 16th International Lightning Detection Conference ILDC 2000. Tucson, USA. Listopad 2000.
- [172] - SAFIR – *Total Lightning Localization and Thunderstorm Forecasting System.* VAISALA OYJ. Helsinki. Nr ref. B010014en-A
- [173] - SIIKAMAKI, Ritva. *Global Atmospherics INC. Joins VAISALA.* VAISALA News, nr 159, 2002.
- [174] - DRUE, C. i in. *Comparison of a SAFIR lightning detection network in northern Germany to the operational BLIDS network.* 5th Annual Meeting of the European Meteorological Society. Utrecht, Holandia. 15 wrzesień 2005.
<http://www.cosis.net/abstracts/EMS05/00403/EMS05-A-00403.pdf>
- [175] - IVANOVICI, Vladimir. TANASE, Adrian. POPA, Darius. *Installation and operational results of the VAISALA SAFIR 3000 system in Romania.* Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.

- [176] - VAISALA. *Vaisala Thunderstorm Total lightning Sensor LS 8000*. Broszura, nr ref. B210422en-A.
- [177] - VAISALA. *Vaisala Thunderstorm Information System*. Broszura, nr ref. B210411EN-A.
- [178] - FINKE, U. HAUF, T. *Detect and locate lightning events from geostationary satellite observations. Report part II, feasibility of lightning location from a geostationary orbit*. Październik 2002. Nr ref. EUM/CO/02/1016/SAT
http://www.muk.uni-hannover.de/forschung/hauf/Eumetsat_rep_part2_end.pdf
- [179] - http://thunder.msfc.nasa.gov/data/OTDsummaries/gifs/mission_world.gif
- [180] - BOCCIPPIO D. J. i in. *The Optical Transient Detector (OTD): Instrument characteristics and cross-sensor validation*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, vol. 17, nr 4, 2000, s. 441–458. Doi: 10.1175/1520-0426(2000)017<0441:TOTDOI>2.0.CO;2
- [181] - WILLIAMS, E. i in. *Global lightning variations caused by changes in thunderstorm flash rate and by changes in the number of thunderstorms*. Journal of Applied Meteorology, vol. 39, nr 12, 2001, s. 2223–2230. Doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<2223:GLVCBC>2.0.CO;2
- [182] - BOCCIPPIO, Dennis J. GOODMAN, Steven J. HECKMAN, Stan. *Regional Differences in Tropical Lightning Distributions*. Journal of Applied Meteorology, vol. 39, nr 12, 2001, s. 2231–2248.
doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<2231:RDITLD>2.0.CO;2
- [183] - CHRISTIAN, Hugh J. i in. *The Lightning Imaging Sensor*. Proceedings: 11th International Conference on Atmospheric Electricity, ICAE. 1999. Alabama, USA. 07-11 lipiec 1999.
http://thunder.msfc.nasa.gov/bookshelf/pubs/LIS_ICAE99_Print.pdf
- [184] - CHRISTIAN, Hugh J. i in. *Science data validation plan for the Lightning Imaging Sensor (LIS)*. NASA George C. Marshall Space Flight Center. 29 lutego 1996.
http://thunder.msfc.nasa.gov/bookshelf/docs/Valplan_0200_FinalMods.doc.pdf
- [185] - CHRISTIAN, Hugh J. i in. *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the Lightning Imaging Sensor (LIS)*. NASA George C. Marshall Space Flight Center. 03 maja 1994. http://krsc.kari.re.kr/sub/satellite/download/satellite_04/LIS/atbd-lis-01.pdf
- [186] - <http://thunder.nsstc.nasa.gov/data/query/2004/2004.png>

- [187] - CHRISTIAN, Hugh J. **LMS mission and science requirements (Draft)**.
<http://thunder.msfc.nasa.gov/bookshelf/docs/SciReq-LMSa.html>
- [188] - SUSZCYN SKY, D. M. i in. **FORTE observations of simultaneous VHF and optical emissions from lightning: Basic phenomenology**. J. Geophys. Res., nr. 105, 2000, s. 2191-2201. http://nis-www.lanl.gov/nis-projects/forte_science/html/LA-UR-99-1108/RF_opt_paper.pdf
- [189] - DAVIS, Sean i in. **FORTE observations of simultaneous VHF and optical emissions from lightning: optical source properties and discrimination capability**. LA-UR-01-5187. http://nis-www.lanl.gov/nis-projects/forte_science/html/LA-UR-01-5187/rfpdd_slides.pdf
- [190] - JACOBSON, Abram. SHAO, Xuan-Min. **FORTE satellite observations of very narrow radio frequency pulses associated with the initiation of negative cloud-to-ground lightning strokes**. Journal of Geophysical Research, vol. 107, no. D22, s. 4661, 2002. http://nis-www.lanl.gov/nis-projects/forte_science/html/LA-UR-01-6320/NarrowNegCG.ENform.pdf
- [191] - LIGHT, T. E. i in. **Global optical lightning flash rates determined with the Forte Satellite**. Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/FrF2-011-103_Light.pdf
- [192] - LALANDE, P. i in. **ORAGES: A micro-satellite to detect and to locate the lightning VHF emissions from space**. Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwiec 2003.
<http://ursiweb.intec.ugent.be/Proceedings/ProcGA02/papers/p1559.pdf>
- [193] - BLANCHET, P. i in. **Lightning detection: Space and ground ONERA project**. Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [194] - ŁOBODA, Marek. **Systemy lokalizacji i rejestracji wyładowań atmosferycznych i dostępność danych dla Polski**. Konferencja: Wyładowania atmosferyczne – systemy rejestracji i ochrony. Bielsko-Biała, 5-7 czerwca 2002.
- [195] - ORVILLE, Richard E. i in. **The North American Lightning Detection Network (NLDN)—First results: 1998–2000**. Monthly Weather Review, vol. 130, nr 8, 2002, s. 2098–2109.
- [196] - <http://www.euclid.org/images/euclidmap2-dno.gif>
-

- [197] - <http://www.euclid.org/images/sensor-positions.gif>
- [198] - HOLLE, Ronald. ZAHARESCU, Remus. ŁOBODA, Marek. *Availability of lightning data in Poland from the Central European Lightning Detection Network.* Proceedings: 26th International Conference on Lightning Protection, ICLP 2002. Kraków, Polska. 2-6 września 2002.
- [199] - ŁOBODA, Marek. THERN, Stephan. *Lightning activity data over Poland Detected by CELDN (Central European Lightning Detection Network).* Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [200] - MACIAŻEK, Andrzej. BARTOSIK, Bogusław. *Availability of lightning data in POLAND from the lightning detection system SAFIR 3000 – IMGW.* Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [201] - ŁOBODA, Marek. BODZAK, Paweł. THERN Stephan. *Analiza porównawcza wyników rejestracji doziemnych wyładowań piorunowych w Polsce przez systemy CELDN i SAFIR.* IV Krajowa Konferencja N-T „Urządzenia piorunochronne w projektowaniu i budowie”. Kraków. 27-28 października 2005.
- [202] - VAISALA. *Environmental Canada's CLDN Canadian Lightning Detection Network.* Broszura, nr ref. B210413EN-a. Styczeń 2004.
http://192.101.77.146/jsp/discover/nldn/CLDN_Brochure_B210413EN-a_Jan2004.pdf
- [203] - VAISALA. *Vaisala's NLDN U.S. National lightning Detection Network.* Broszura, nr ref. B210412EN-B. Wrzesień 2004.
https://192.101.77.146/jsp/discover/nldn/NLDN_Brochure_B210412EN-B_Sep_2004.pdf
- [204] - GROGAN, J. Michael. *Report on the 2002-2003 U.S. NLDN System-wide Upgrade.* VAISALA News, nr 165, 2004.
- [205] - CRAMER, J.A. i in. *Recent Upgrades to the U.S. National Lightning Detection Network.* Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [206] - DOCKENDORFF, D. SPRING, K. *The Canadian Lightning Detection Network - Novel Approaches for Performance Measurement and Network Management Meteorological Service of Canada.* Proceedings: WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation, TECO-2005. Bukareszt, Rumunia. 4-7 maj 2005.

- [207] - DEMETRIADES, Nicholas W. S. Holle, R. L. *Lightning produced by cold season oceanic extratropical cyclones: observations related to nowcasting storm development, intensity and precipitation amounts.* Proceedings: Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, San Diego, USA. 9-14 Styczeń 2005.
http://ams.confex.com/ams/Annual2005/techprogram/paper_84524.htm
- [208] - CUMMINS, K. L. i in. *The U. S. National Lightning Detection Network: Post-upgrade status.* Proceedings of the Second Conference of Meteorological Applications of Lightning Data. Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, Atlanta, USA. 28 stycznia – 02 lutego, 2006.
<http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/105142.pdf>
- [209] - LOPEZ, R.; HOLLE, L. *Fluctuations of lightning casualties in the United States 1959-1990.* J. Climate 9, s. 608-615, 1996.
- [210] - ZAJAC, Bard. WEAVER, J. F. *Lightning meteorology I: An introductory course on forecasting with lightning data.* Preprints: Symposium on the Advanced Weather Interactive Processing System (AWIPS), Orlando, USA. Amer. Meteor. Soc. 2002.
http://rammb.cira.colostate.edu/visit/zajac_weaver_2002_awips.pdf
- [211] - KUFA, Nicole. SNOW, R. K. *Lightning: Meteorology's New Tool.* Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, Atlanta, USA. 28 stycznia – 02 lutego, 2006. <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/98142.pdf>
- [212] - GOODMAN, J. Stephen. *Atmospheric electrical activity and the prospects for improving short-term weather forecasting.* Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja. 9-13 czerwca 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/MoB1-001-240_Goodman.pdf
- [213] - VAISALA. *TECHNICAL NOTE: Aviation Applications SAFIR.* VAISALA OYJ. Helsinki, 2001. Nr ref. B010124en-A.
- [214] - UMAN, M.A. RAKOV, V. A. *The interaction of lightning with airborne vehicles.* Progress in Aerospace Sciences, nr 39, 2003, s. 61–81.
<http://plaza.ufl.edu/rakov/ProgressinAerospaceSciencespaper.pdf>
- [215] - SOUL, K.M. i in. *Using the GANDOLF system as a tool to aid the forecasting of lightning strikes.* Meteorol. Appl., nr 9, 2002, s. 229-238.
Doi: 10.1017/S1350482702002086

- [216] - NEWMAN, M. M. ROBB, J. D. ***Protection of Aircraft.*** W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. II Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 659-696. ISBN 0-12-287801-9.
- [217] - NYCZ, Marek. ***Niektórzy do dziś nie chcą opowiadać o pożarze (2).*** Gazeta Wyborcza, Gazeta w Katowicach, nr 147, s. 6. 26 czerwca 1996.
- [218] - LARJAVAARA, Markku. TUOMI, Tapio. ***Thunderstorm and lightning that ignite forest fires – reported ignitions linked with located strokes in Finland.*** Proceedings: 18th International Lightning Detection Conference ILDC 2004. Helsinki, Finlandia. 7 - 9 czerwiec 2004.
- [219] - KRIDER, E. P. i in. ***Lightning direction-finding systems for forest fire detection.*** Bull. Amer. Meteor. Soc., nr 61, 1980, s. 980-986.
<http://ams.allenpress.com/pdfserv/i1520-0477-061-09-0980.pdf>
- [220] - SOWA, Andrzej. ***Ochrona odgromowa i przeciwprzepięciowa.*** Kielce: SPINPOL H. T., 1998, s. 8-20. ISBN 83-909876-0-0.
- [221] - VAISALA. ***TECHNICAL NOTE: Electricity Applications SAFIR.*** VAISALA OYJ. Helsinki, 2001. Nr ref. B010128en-A.
- [222] - WHITEHEAD, E. R. ***Protection of Transmission Lines.*** W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. II Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 697-146. ISBN 0-12-287801-9.
- [223] - RUSCK, S. ***Protection of Distribution Systems.*** W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. II Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 747-772. ISBN 0-12-287801-9.
- [224] - BOYCE, C. F. ***Protection of Telecommunication Systems.*** W: GOLDE, R. H. Lightning. Vol. II Physics of Lightning. Academic Press London New York San Francisco, 1977, s. 193-830. ISBN 0-12-287801-9.
- [225] - BARAŃSKI, P. BODZAK, P. MACIAŻEK A. ***The complex discharge lightning events observed simultaneously by the SAFIR, radar, field mill and Maxwell current antenna during thunderstorms near Warsaw.*** Proceedings: 12th International Conference on Atmospheric Electricity ICAE 2003. Paryż, Francja, 9-13 czerwiec 2003.
http://radarmet.atmos.colostate.edu/~kwiens/rm3/kwiens/ICAE2003/icae2003/proceedings/TuA3-002-019_Baranski_et_al.pdf
- [226] - <http://www.imgw.pl/wl/internet/burza/burza.html>
- [227] - <http://wasok.imgw.pl/wl/internet/zz/pogoda/burze.html>
-

- [228] - <http://www.euclid.org/realtime.html>
- [229] - http://www.chmi.cz/meteo/rad/blesk/blesk_data.php
- [230] - <http://wetter.orf.at/blitz?reg=eu>
- [231] - <http://www.weatheronline.co.uk/eurobli.htm>
- [232] - <http://www.wetterzentrale.de/pics/Rsfloc.html>